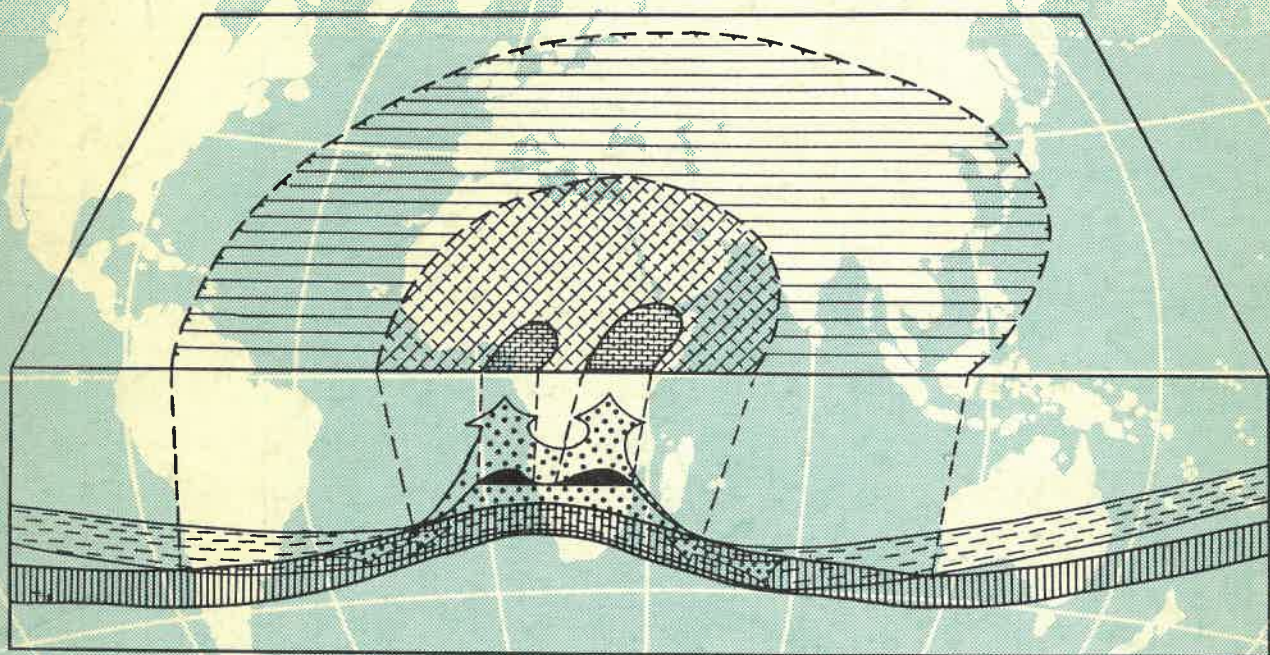


ISSN 0869-7175

Отечественная ГЕОЛОГИЯ

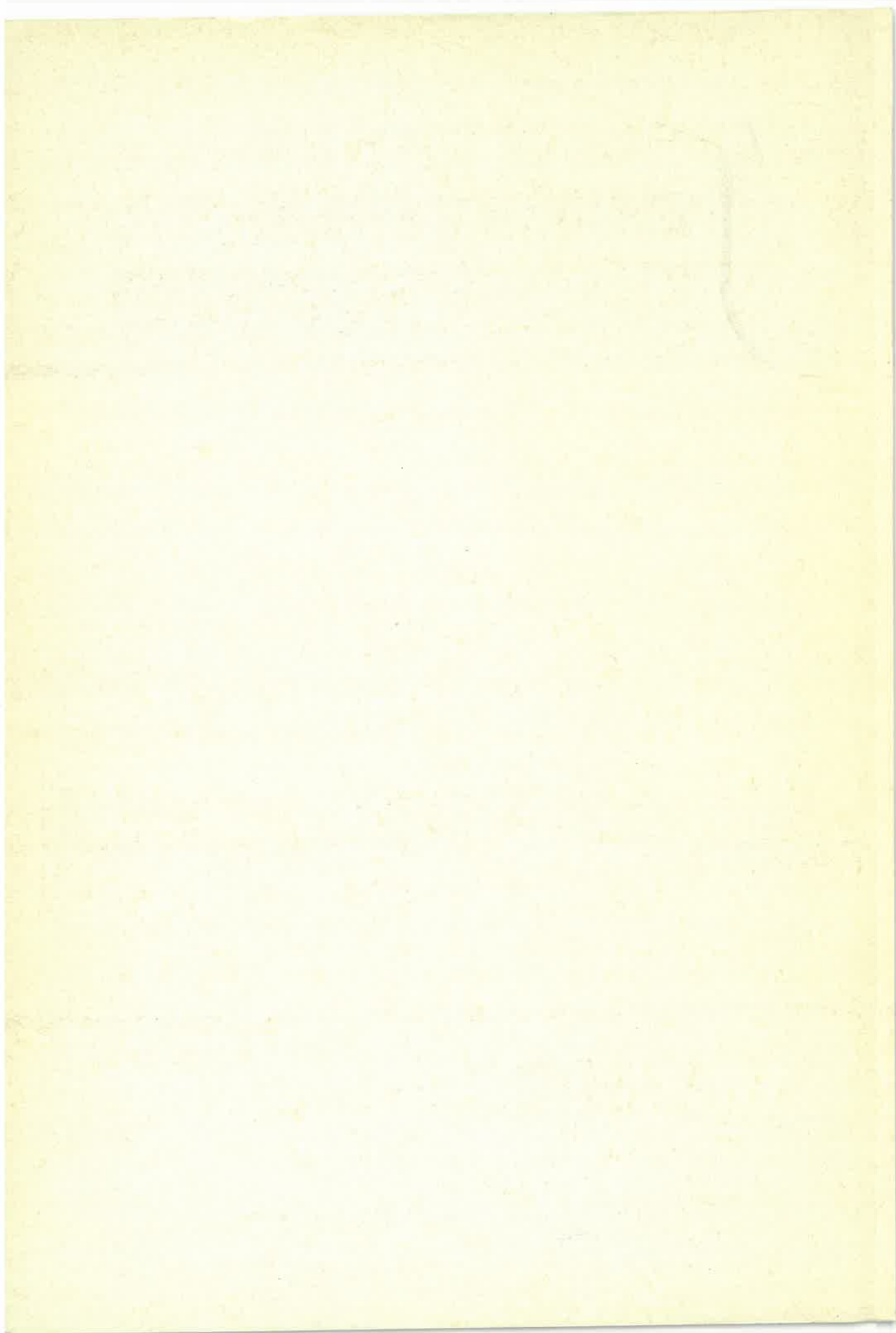


6/1995

ИСТОЧНИКИ РУДНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ МЕДИ

ПРИНЦИПЫ ГЕОХИМИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ
РУДОНОСНЫХ ПРОВИНЦИЙ

ПРИНЦИПЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ ГЕОПОЛЕЙ



Отечественная ГЕОЛОГИЯ

Ежемесячный научный журнал

Основан в марте 1933 года

Учредители:

Комитет по геологии
и использованию недр РФ
Российское геологическое общество
Центральный
научно-исследовательский
геологоразведочный институт
цветных и благородных металлов
Геолбанк

6/1995

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор А. И. Кривцов

Бюро: Э. К. Буренков, Р. В. Добровольская (зам. главного редактора), А. В. Дурандин, А. Н. Еремеев, А. Н. Золотов, А. Б. Каждан, В. И. Казанский, Н. В. Милетенко, Л. Д. Овчининская (отв. секретарь), А. Ю. Розанов, Г. В. Ручкин (зам. главного редактора), Е. И. Семенов, В. В. Семенович, Б. А. Соколов, А. А. Шпак, А. Д. Щеглов (зам. главного редактора), В. А. Ярмолюк

Ю. И. Бакулин, А. Н. Барышев, Г. Р. Бекжанов, В. С. Быкадоров, Н. Н. Ведерников, И. Ф. Глумов, И. С. Грамберг, Т. В. Джинелидзе, В. А. Ерхов, А. И. Жамойда, Е. Н. Исаев, М. М. Константинов, Л. И. Красный, Н. К. Курбанов, Н. В. Межеловский, И. Ф. Мигачев, В. А. Нарсеев, В. А. Петров, В. М. Питерский, В. Ф. Рогов, В. И. Старостин, В. С. Сурков, В. П. Федорчук

СОДЕРЖАНИЕ

РУДНОЕ И НЕРУДНОЕ МИНЕРАЛЬНОЕ СЫРЬЕ

- *Благонадеждин Б.И., Бочаров В.Л.*
Эволюция эндогенного золотого оруденения структур раннего протерозоя 3
- *Боголепов В.Г.*
Формирование разных морфогенетических типов плутогенных золоторудных и редкометалльных месторождений гипабиссальной фации 7
- *Ножкин А.Д., Цыпуков М.Ю., Попереков В.А., Смагин А.Н., Ренжин А.В.*
Сульфидно-никелевое и благороднометалльное оруденение в гранит-зеленокаменной области Восточного Саяна 11
- Аристов В.А.*
Генезис колчеданных месторождений Урала 17

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТНИКА

- *Алтухов Е.Н.*
Основные особенности размещения редкометалльных месторождений в региональных структурах континентов 22
- *Летунов С.П., Морозов М.А.*
Геодинамические закономерности локализации золотого оруденения на юге Восточной Сибири 25
- *Завьялов Г.Е., Исламов Ф.И.*
Геодинамические условия послепалеозойской металлогении Кураминской структурно-формационной зоны 31

МИНЕРАЛОГИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ, ЛИТОЛОГИЯ

- *Митрофанов Ф.П., Балабонин Н.Л., Корчагин А.У.*
Металлогения Кольского пояса расслоенных ультрамафит-мафитовых интрузий 37
- *Войтеховский Ю.Л.*
О согласованной дифференцированности вещества Федорово-Панского интрузива на нескольких иерархических уровнях 41
- Наркелюн Л.Ф.*
Парагенетические ассоциации и источники рудных элементов главнейших генетических типов месторождений меди 47

ГЕОХИМИЯ

- *Лутков Р.И.*
Принципы структурно-вещественного и геохимического районирования рудоносных провинций 53
- Пузанов В.И., Черкасов В.А.*
Геохимическая модель эволюции вещества в процессе формирования гранитоидов Челасинского «плутона» 58

ДИСКУССИИ

- Боровиков В.Н., Стадник Е.В.*
Принципы моделирования геополей в связи с оценкой нефтегазоносности 67

РЕЦЕНЗИИ

- Иванов В.В.*
Геологическая служба и развитие минерально-сырьевой базы 72
- Памяти Дмитрия Игоревича Павлова* 75

**Статьи по материалам Всероссийского совещания «Структурно-формационные и геодинамические критерии регионального прогноза эндогенных месторождений редких и благородных металлов» (ИМГРЭ 22–23 ноября 1994 г.).*

Редакция: Р.В. Добровольская, Л.Д. Овчининская, Г.В. Вавилова, М.В. Рогачева

Сдано в набор 30.04.95. Подписано в печать 22.06.95. Формат 185×270. Бумага мелованная. Печать офсетная. Тираж 1000 экз.

Адрес редакции: 113545, Москва, Варшавское шоссе, 1296.
Телефон: 315–28–47

Отпечатано Государственным картографо-геодезическим предприятием

Эволюция эндогенного золотого оруденения структур раннего протерозоя

Б.И.БЛАГОНАДЕЖДИН, В.Л.БОЧАРОВ (Воронежский университет)

В раннепротерозойских комплексах сосредоточено большое количество месторождений золота. За рубежом добыто из месторождений данного возраста около 50% учтенного золота (≈ 40 тыс. т). При этом почти 36 тыс. т металла извлечено из конгломератов Витватерсранда. Однако известен ряд крупных раннепротерозойских золоторудных месторождений метаморфогенно-гидротермального типа — Хоумстейк, США, добыто около 1200 т Au; Морру-Велью, Бразилия, 250 т Au. Наряду с метаморфогенно-гидротермальным в раннем протерозое образовалось типичное плутоногенно-гидротермальное золотое оруденение (ПГО), связанное чаще всего с малыми интрузиями разнообразного состава. В результате процессов тектономагматической активизации (ТМА) в позднем протерозое и мезо-кайнозое, действовавших на структуры раннего протерозоя, формируется эндогенное золотое оруденение также имеющее отношение к малым интрузиям. Нами изучено разновозрастное золотое ПГО в пределах ряда структур раннего протерозоя Африки — северо-запад Бирримского золотоносного пояса, Западная Африка; золотоносный регион Люпа-Голдфилд, Восточная Африка; массив Адрар-Ифорас, Центральная Сахара и Евразии — западный сектор зоны Станового глубинного разлома [2, 3, 4].

Золотоносные структуры северо-запада Бирримского золотоносного пояса представлены субмеридиональными синклинориями (зона Калана, регион Фалеме и др.), сложенными раннепротерозойскими, в основном, монотонными флишoidalными толщами с примесью углистого вещества, метаморфизованными в условиях фации зеленых сланцев. Промышленное золотое оруденение парагенетически связано с малыми интрузиями (штоки, дайки) разнообразного, чаще всего среднекислого состава. Золотое оруденение контролируется субмеридиональными и северо-западными ($310-320^\circ$) тектоническими зонами, причем эти же зоны контролируют и размещение малых интрузий. Рудные тела представлены кварцевожильными зонами нескольких направлений, наибольший практический интерес представляют пологозалегающие зоны (крупное месторождение Калана, Республика Мали). Рудные объекты относятся к двум золоторудным формациям. В пределах зоны Калана одноименное месторождение и ряд

перспективных рудопроявлений относятся к золото-мышьяковистому типу формации малосульфидных руд относительно больших глубин. Руды сложены преимущественно кварцем, другие жильные минералы представлены серицитом, мусковитом, хлоритом, биотитом, карбонатами. Среди сульфидных ассоциаций господствует ранняя — пирит, арсенопирит, пирротин. Более поздние рудные ассоциации представлены сульфидами полиметаллов — халькопирит, сфалерит, галенит, редко сульфосолями — блеклые руды, минералами висмута. Характерно «позднее» высокопробное золото (880—910). Общее количество рудных минералов составляет 3—4%. Типичны околорудные изменения — серицитизация, хлоритизация, карбонатизация, окварцевание, сульфидизация.

Месторождение Мединанди (регион Фалеме) относится к золото-железистому типу формации умеренно-сульфидных руд средних глубин. Руды месторождения состоят из жильного кварца и окварцованных роговиков с вкрапленностью сульфидов. Текстуры руд массивные и прожилково-вкрапленные. Содержание рудных минералов колеблется от 5 до 90%, в среднем 30%. Жильные минералы представлены в основном кварцем и кальцитом, реже актинолитом, иногда встречаются барит, турмалин, альбит. Основной рудный минерал — пирит, подчиненную роль играют халькопирит, пирротин, арсенопирит. Золото высокопробное (930—950). Следует отметить, что месторождение Мединанди — единственный представитель умеренно-сульфидной формации в регионе.

Наши определения абсолютного возраста (12 анализов K-Ar-методом) малых интрузий и золоторудных образований близки к опубликованным [6, 7, 8] по бирримским гранитоидам. Можно утверждать, что возраст промышленного золотого оруденения Бирримского золотоносного пояса соответствует раннепротерозойскому — свекофенскому металлогеническому импульсу ($1,9 \pm 0,1$ млрд лет).

Золотоносный регион Люпа-Голдфилд находится на юго-западе Танзании и входит в Танзанийскую золотоносную область Восточно-Африканской золотоносной провинции. Данный регион в структурном отношении представляет собой крайнюю южную часть складчатого пояса Рузизи-Убенди

(юго-западного складчатого обрамления архейского Танганьикского массива). Регион Люпа Голдфилд — ограниченный глубинными разломами приподнятый блок (антиклинорий), сложенный метаморфизованными в условиях амфиболитовой фации породами (гнейсы, кристаллические сланцы) раннепротерозойской системы Убенди. Золотое оруденение связано с малыми интрузиями (штокообразные и трещинные тела) диорит-гранодиорит-гранитного состава. Абсолютный возраст малых интрузий, по нашим определениям, укладывается в интервал 779—920 млн лет.

Проявления золота в регионе размещаются неравномерно, образуя более десяти рудных узлов, тяготеющих к присводовой части антиклинория. Большинство рудных узлов размещается в местах пересечения северо-западных и северо-восточных нарушений. Рудные объекты представлены кварцево-жильными образованиями нескольких типов: минерализованные зоны в метабазитах (месторождения Саза и Геп Майн), зоны и штокверки в зонах эндо- и экзоконтактов гранитных интрузий (Рут), отдельные жилы в метаморфических породах и гранитах (Разорбек, Куду, Касага), седловидные жилы в метаморфитах (Люика).

Руды золоторудных месторождений имеют прожилково-вкрапленную текстуру и состоят из жильного кварца с редкой (3—5%) вкрапленностью сульфидов и золота. Основной жильный минерал кварц; второстепенные — турмалин, кальцит, серицит, хлорит, альбит; главные рудные минералы — пирит, халькопирит; второстепенные — галенит, сфалерит, молибденит, борнит. Пробность золота колеблется от 730 до 882. Золоторудные месторождения региона относятся к золото-полиметаллическому типу формации малосульфидных руд. Золотое оруденение региона Люпа Голдфилд, по данным авторов, сформировано в результате процессов ТМА, близких к позднерифейскому-гренильскому ($1,05 \pm 0,5$ млрд лет) металлогеническому импульсу.

Массив Адрар-Ифорас — область развития раннедокембрийских кристаллических пород на крайнем северо-востоке Республики Мали. Этот массив — часть Туарегского массива, крупного выступа фундамента в центре Сахарской плиты. С точки зрения золотоносности интерес представляют породы раннепротерозойской системы фарузий (кварциты, слюдяные сланцы, биотитовые гнейсы), слагающие два синклинория. В пределах Адрар Ифораса проходит продолжение субмеридионального главного разлома Ахаггара (северной алжирской части Туарегского массива), прослеженного на юг до Гвинейского залива. Именно к этому разлому (местное название Тессалитская зона смятия) приурочено золоторудное месторождение Ин Дарсет.

На месторождении Ин Дарсет фарузийские породы прорваны дайками гранит-пор-

фиров. Абсолютный возраст их по нашим определениям (512 ± 20 млн лет) близок к данным А.Д.Щеглова [9], выделяющего «Западно-Африканскую зону автономной активизации». Большинство интрузий в этой зоне имеют возраст 550—435 млн лет. На близкий возраст гранитов Ахаггара указывает и В.Е.Хаин [7].

Практический интерес на месторождении Ин Дарсет представляют субвертикальные зоны гидротермально измененных пород, рудные тела в пределах которых выделяются по данным опробования. Рудные тела вскрыты и изучены только с поверхности, соответственно изучен вещественный состав окисленных руд. Промышленные руды сложены преимущественно кварцем, баритом и оксидами железа. Часто наблюдаются малахит и азурит. При изучении полированных шлифов установлены магнетит, сульфиды (пирит, халькопирит, пирротин, галенит, сфалерит), самородное золото. Общее количество рудных минералов составляет от 4 до 65%, в среднем 10—12%. Пробность золота 736.

Месторождение Ин Дарсет авторы относят к золото-полиметаллическому типу формации умеренно-сульфидных руд средних глубин. По их данным, золотое оруденение массива Адрас Ифорас сформировано в результате процессов ТМА во время позднерифейского-байкальского ($0,65—0,68$ млрд лет) металлогенического импульса.

Территория зоны Станового глубинного разлома относится к Нюкжинскому сегменту Станового мегаблока Алдано-Олекма-Станового рениога, где широко проявлены процессы мезозойской ТМА. Становая область мезозойской активизации — субширотная линейная структура шириной 150—300 км протягивается почти на 1500 км [5] вдоль юго-восточной окраины Сибирской платформы. Изученные золоторудные проявления (Еловое, Лина, Штоковое и др.) локализуются в породах позднеархейско-раннепротерозойского амфиболит-гнейсового (эвгеосинклинального трогового) комплекса и приурочены к узлам пересечения субширотной зоны разломов диагональными (северо-западные и северо-восточные).

Повсеместно наблюдается связь золотого оруденения с дайками преимущественно кислого состава (гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры, фельзиты) повышенной щелочности. Рудные тела (жилы, минерализованные зоны дробления) контролируются трещинами субширотного и северо-восточного простирания. Широко проявлены гидротермальные изменения пород, выразившиеся в образовании метасоматитов каолинит-гидрослюдистой фации аргиллизит-вторично-кварцитовая формации.

Руды сложены кварцем, в т.ч. аметистовидным, с примесью барита, каолинита, гидрослюды, карбоната, флюорита. Рудные минералы (до 1—15 %) представлены пиритом, сфалеритом, галенитом, аргентитом,

халькопиритом, полибазитом, тетраэдритом, броньартитом, дигенитом, молибденитом, самородным золотом (пробность 600—780). Изученные рудопоявления авторы относят к золото-аргентит-пиритовому минеральному типу убого-сульфидной (золото-серебряной) формации малых глубин.

Данная золоторудная формация ассоциируется с молибденовой и сурьмяно-ртутной, с которыми образует единый генетический ряд рудных формаций, выделенный в качестве мезозойского рудного комплекса Станового хребта [3]. Возраст оруденения — нижний мел.

Таким образом, во всех случаях геотектоническая позиция золотого ПГО определяется его размещением в раннепротерозойских структурах. Для Бирримского пояса характерна приуроченность золотого оруденения к синклинирным (интрагеосинклинальным) зонам, располагающимся среди синскладчатых гранитов и сложенным в нижней части разреза, где и локализуется оруденение, терригенными породами, метаморфизованными в условиях фации зеленых сланцев. Такая закономерность выдерживается на всей обширной площади Бирримского золотоносного пояса. Для оруденения, связанного с ТМА, не отмечается приуроченность к определенным типам раннепротерозойских структур: антиклинории (Люпа Голдфилд), грабенообразные структуры (Адрар Ифорас, Становик), но во всех случаях породы, вмещающие золотое оруденение, отличаются более высокой степенью регионального метаморфизма — в основном они метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации.

Общей чертой, объединяющей золотое ПГО всех изученных регионов, является его ассоциация с малыми интрузиями (штоки, дайки) разнообразного состава. Во всех регионах малые интрузии сложены породами габбро-гранитовых, диорит-гранитовых и субщелочных интрузивных серий. Представлены они очень пестрым, несомненно гибридным, комплексом пород. На диаграмме А.А.Маракушева подобные породы попадают в поля щелочных и субщелочных габброидов, андезитов-базальтов и трахиандезитбазальтов, андезитов и трахиандезитов, кварцевых диоритов, гранитов, субщелочных гранитов, лейкогранитов, субщелочных лейкогранитов. При этом основная масса пород малых интрузий относится к средним и кислым, попадая в область распространения субщелочных пород. На диаграмме АФМ все породы малых интрузий также сосредоточены в едином контуре, совпадающем с полем распространения известково-щелочных пород.

В то же время состав пород малых интрузий, их петрохимические особенности эволюционируют во времени. Анализ петрохимических параметров (проведен корреляционный анализ результатов 56 силикатных анализов) позволяет сделать следующие выводы: по содержанию кремнезема средний состав пород малых интрузий соответствует

кварцевому диориту (62,24%), изменяясь от кварцевого диорита в раннем (58,79%) до гранодиорита в позднем протерозое (64,18%) и мезозое (65,06%). Увеличивается общее содержание щелочей от 6,63% в раннем протерозое до 8,06% в мезозое. В то же время общая щелочность $(K + Na + 0,5Ca) / Al$ на фоне увеличения содержания кремнезема падает от 1,17 в раннем протерозое до 1,03 в мезозое. Калиевость $K / (Na + K)$ увеличивается от 0,27 (ранний протерозой) до 0,41 (мезозой). В целом все породы малых интрузий относятся к натровой серии со средним значением калиевости 0,34.

Можно предполагать глубинное, мантийное, происхождение пород малых интрузий. Помимо их приуроченности к региональным глубинным разломам об этом свидетельствуют и их геохимические особенности: для пород малых интрузий всех изученных регионов характерны повышенные близкие содержания меди, никеля, кобальта. Показательно и Ni / Co изменяющееся от 2 до 9, для синскладчатых гранитов зоны Калана оно составляет 28,6.

Золотое оруденение также закономерно эволюционирует во времени (таблица). Если для раннепротерозойских подвижных поясов и областей протоактивизации характерна малосульфидная (золото-кварцевая) формация относительно больших (3—5 км) глубин, то в областях ТМА формируются объекты умеренно-сульфидной (золото-кварц-сульфидной) формации средних (1,5—2,0 км) глубин и убогосульфидной (золото-серебряной) формации малых (до 1 км) глубин, т.е. общая эволюционная направленность формирования золоторудных месторождений соответствует уменьшению роли глубинных и увеличению роли месторождений средних и малых глубин, что полностью согласуется с общей тенденцией эволюции эндогенного рудообразования во времени. Хорошо прослеживается усложнение минерального состава руд от древних месторождений к молодым — наиболее сложный состав имеют мезозойские руды Становика.

Усложняется и общий характер эндогенной минерализации. В раннем и начале позднего протерозоя формируется золотое оруденение. В процессе байкальского металлогенического импульса с ним уже ассоциирует полиметаллическое оруденение. В результате процессов мезозойской ТМА на Становике образуется рудный комплекс, представленный золото-серебряной, молибденовой и сурьмяно-ртутной формациями. Закономерно уменьшается пробность золота и золото-серебряное отношение в рудах от древних к молодым месторождениям: пробность золота от 880—950 в раннепротерозойских объектах до 600—780 в мезозойских, золото-серебряное отношение соответственно от 7—11 до 0,1. Подобное снижение пробности золота и золото-серебряного отношения в рудах молодых месторождений

1. Схема эволюции во времени плутогенно-гидротермального золотого оруденения раннепротерозойских структур

Тип структуры, регион (возраст оруденения, млн лет)	Характерные признаки						
	Золоторудная формация	Сопутствующие рудные формации	Околорудные изменения	Пробность золота	Золото-серебряное отношение	Вертикальный размах оруденения	Масштаб месторождений, т
Раннепротерозойские подвижные пояса. Биримский золотоносный пояс (1900±100)	Малосульфидная (золото-кварцевая) относительно больших глубин	—	Окварцевание, сульфидизация, серицитизация, альбитизация	880—950	7—11	Установлен до 1,5 км, по аналогии до 3 км	Крупные — десятки, сотни
Области протоактивизации. Золотоносный регион Люпа Голдфилд (1050±50)		—	Окварцевание, сульфидизация, серицитизация	730—880	2—4,4	Не установлен, по аналогии до 1,5—2 км	Мелкие — первые единицы, первые десятки
Области тектоно-магматической активизации Адрар Ифорас — Центральная Сахара (650—680)	Умеренно-сульфидная (золото-кварц-сульфидная) средних глубин	Полиметаллическая	Окварцевание, сульфидизация, серицитизация, хлоритизация, каолинизация, эпидотизация	730	0,4	Не установлен, по аналогии до 1—1,5 км	Мелкие — первые единицы
Становой мегаблок (Нижний мел)	Убогосульфидная (золото-серебряная) малых глубин	Молибденовая, сурьмяно-ртутная	Метасоматиты каолинит-гидро-слюдистой фации аргиллизит-вторичнокварцитовый формации	600—780	0,1	Не установлен, по аналогии 0,3—0,5 км	Средние — десятки, крупные — сотни (по аналогии)

отмечено многими исследователями в различных регионах мира. Материалы авторов полностью подтверждают эту тенденцию.

С уменьшением глубин рудообразования уменьшается и вертикальный размах оруденения. На раннепротерозойском месторождении Ашанти (Гана) в настоящее время ведется эксплуатация на глубине около 1,5 км, а по аналогии с другими раннепротерозойскими объектами (Хоумстейк ~ 2 км; Морру Велью — около 3 км) вертикальный размах оруденения может достигнуть 2,5—3 км. В изученных нами областях протоактивизации (Люпа Голдфилд) и более молодой тектоно-магматической активизации (Сахара, Становик) размах оруденений не установлен, но по аналогии должен составлять соответственно 1,5—2, 1—1,5 и 0,3—0,5 км.

С уменьшением возраста закономерно изменяются и масштабы золоторудных месторождений. Для раннего протерозоя характерны крупные месторождения с масштабами добычи и запасов в сотни тонн (Ашанти 550 т). В позднем протерозое известны мелкие месторождения: в регионе Люпа Голдфилд добыча на отдельных объектах составляла первые единицы тонн, на наиболее крупных (Саза) — до 8—10 т; на Адрар Ифораса выделяется одно мелкое месторождение с запасами около 3 т. На площади Станового мегаблока встречается

несколько изученных только с поверхности мезозойских рудопроявлений, масштабы которых не выяснены, но по аналогии с другими регионами с молодым золото-серебряным оруденением (запад США) это могут быть объекты с запасами в сотни тонн. Подобная ситуация полностью соответствует общей тенденции в эволюции эндогенного рудообразования в геологической истории: мощное оруденение во время кратонной сидерофильной (2,5—1,5 млрд лет) стадии развития земной коры, спад эндогенного рудообразования в интервале 1,5—0,5 млрд лет и увеличение масштабов оруденения в последние 500 млн лет.

Источником рудного вещества можно предполагать являются подкоровые мантийные зоны. В настоящее время имеется большое количество работ, доказывающих существование таких реальных источников. Подробный обзор данной проблемы приведен в работе А.Д.Щеглова [10], который выделяет особый класс мантийных рудных образований. Для подобных месторождений характерна их приуроченность к крупным зонам разрывных нарушений и локализация на пересечении разломов различных рангов, что наглядно подтверждается и нашим фактическим материалом по всем изученным регионам. Типичны геохимические особен-

ности руд с предполагаемым мантийным источником рудного вещества. В рудах отмечаются повышенные содержания элементов мантийного профиля (никель, хром, кобальт, ванадий, медь) как и для малых интрузий. Показательно и Ni/Co , близкое по значению к малым интрузиям. Мантийный источник рудного вещества подтверждается нашими данными по соотношению изотопов серы из пиритов изученных месторождений, сходных с метеоритными.

Установление связи золотого оруденения с малыми интрузиями в раннем и позднем протерозое, и доказанной ранее Ю.А.Билибиным (1959) такой связи для фанерозойских регионов, свидетельствует об унаследованности в металлогенической эволюции земной коры.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Билибин Ю.А. Общие вопросы металлогении золота //Избранные труды. М., 1969. Т. 2. С. 238—339.
2. Благоннадеждин Б.И. О связи золотого оруденения

с тектоникой и магматизмом (на примере северо-западной окраины Бирримского золотоносного пояса, Западная Африка) //Изв. АН СССР, Сер. геол. 1974. № 1. С. 103—115.

3. Благоннадеждин Б.И., Ляховкин Ю.С. Мезозойский рудный комплекс Станового хребта. — Воронеж: Изд. ВГУ, 1990.
4. Благоннадеждин Б.И. Металлогения золота структур раннего протерозоя Африки и севера Евразии и зон их тектоно-магматической активизации: Автореф. ... доктор. геол.-минер. наук — Воронеж, 1993.
5. Основные закономерности развития и металлогения областей тектоно-магматической активизации юга азиатской части СССР / В.А.Амантов, Е.В.Быковская и др. — Л.: Недра, 1979.
6. Тектоника Африки / Под ред. Ю.Шуберта, А.Фор-Мюре. — М.: Мир, 1973.
7. Хаин В.Е. Региональная геотектоника / Северная и Южная Америка, Антарктида и Африка. — М.: Недра, 1971.
8. Хоутон С.Г. Африка южнее Сахары. Геологическая история. — М.: Мир, 1966.
9. Щеглов А.Д. Металлогения областей автономной активизации. — Л.: Недра, 1968.
10. Щеглов А.Д. Основные проблемы современной металлогении. Вопросы теории и практики. — Л.: Недра, 1987.

УДК 553.411:553.493.5

© В.Г.Боголепов, 1995

Формирование разных морфогенетических типов плутоногенных золоторудных и редкометалльных месторождений гипабиссальной фации

В.Г.БОГОЛЕПОВ (Тульское государственное научно-исследовательское геологическое предприятие)

На самых ранних стадиях изучения плутоногенных рудных месторождений очень важно знать элементы залегания и параметры рудных тел, их морфологию, морфогенетический тип.* Большую помощь в определении перечисленных параметров на уровне прогноза оказывает анализ динамики формирования рудных месторождений в связи с развитием складчатых систем разных типов. Рассмотрим формирование рудных месторождений на двух завершающих стадиях развития этих систем: коллизионной (инверсионной), когда внедрение материнских интрузий и формирование месторождений происходило синхронно с орогенезом, в момент сдвижения еще относительно слабо литифицированных пород, и постколлизионной (молодой платформы), когда внедрение материнских интрузий и формирование месторождений происходило в относительно жестких (литифицированных) условиях, в т.ч. и при тектоно-магматической активизации. В коллизионную стадию образуются

золоторудные месторождения, а в постколлизионную — редкометалльные.

Становление аллохтонных вторичных гипабиссальных магматических очагов коллизионной и постколлизионной стадий развития складчатых систем, если не учитывать влияние внешних условий геологической среды, при остывании должно идти в строго определенной последовательности: кристаллизация фаций и фаз изверженных пород — аплиты — аплитпегматиты — площадной рассеянный антиметасоматоз и редкие прожилки. На этом обычно жизнь интрузивов заканчивается. Но так происходит только при кристаллизации «сухих» и «мокрых», по В.С.Соболеву, Г.Б.Ферштатеру, Э.П.Изоху, магм с возникновением ординарных, по Ф.Г.Рейфу [19], гранитов, причем ординарными гранитами сложены большинство интрузий, даже рудоносных комплексов. Рудные месторождения — это патология и появляются они только в связи с «аномально мокрыми» разновидностями интрузий рудоносных комплексов [3]. Согласно выводам Ф.Г.Рейфа [14], в ординарных гранитоидах вода содержится в количествах до 2%, а в рудоносных интрузивах — 4% и более, что рассчитывается по количеству расплавных и сопутствующих им флюидных

* Морфологические особенности рудных тел перестают быть формальными в случае, если устанавливается их генетическая природа. Этим отличаются структурно-морфологический и морфогенетический типы рудных месторождений [7].

включений в кварце гранитоидов. При этом «аномально мокрыми» могут быть интрузивы не целиком, в какой-то их части, что распознается по местам распределения вышеуказанных включений, эти части интрузий и являются флюидогенерирующими, т.е. областями массового флюидоотделения.

Данные по изучению изотопии аргона, извлеченного из реликтов гидротерм, законсервированных в газовой-жидких включениях бескальциевых метасоматитов и руд, а также другие факты показывают [2, 3, 6], что синорогенные «аномально мокрые» магмы из ординарных появляются вследствие подтока в систему сквозьмагматических или подкоровых растворов, а *посторогенные* «аномально мокрые» — при попадании «сухих» аллохтонных порций магмы в палеоводообильные области, т.е. в области, обогащенные трещинно-жильными подземными водами глубокой циркуляции [4], где, согласно В.А.Жарикову, содержание летучих компонентов в расплаве становится меньшим, чем во вмещающих породах, и возникает дополнительное осмотическое давление, вызывающее поступление летучих из вмещающих магму пород, вплоть до установления нового осмотического равновесия [12]. Дальнейшее изложение материала будет касаться только рудоносных аллохтонных гранитоидных интрузий.

Для образования рудных месторождений нужны флюиды, которые обособляются от силикатного расплава на определенной стадии его становления [10]. «Аномально мокрые» порции аллохтонных гранитоидных магм при кристаллизации проходят три стадии — сиботаксисов, полимеризации и кристаллизации. В неполимеризованном расплаве летучие компоненты (вода, галоиды и др.) находятся в связанном (сиботаксическом) состоянии и даже при декомпрессии из магмы не выделяются. Интенсивное их отторжение от силикатной части происходит при спонтанной полимеризации. Эти флюиды частью обособляются от магмы, частью сохраняются в расплаве, переходя в межзерновое пространство и консервируясь в породообразующих минералах гранитоида в виде многочисленных расплавных и сопутствующих флюидных включений [14]. Перемещение флюидов из областей своего зарождения (из всего объема полимеризованного расплава и гранитоида) происходит синхронно с появлением областей разуплотнения во время сдвижения блоков пород и образования системы эндокинетических трещин в эндо-экзоконтактах гранитоидных plutonov. Области разуплотнения являются замкнутыми, т.к. выклиниваются во все стороны. Перемещение флюидов в области разуплотнения — трещиноватые области рудотложения — происходило по разным механизмам появления (из-за влияния внешних условий), но которые подчиняются одному и тому же закону Бойля — Мариотта:

$P_1 V_1^\phi = P_2 V_2^\phi$, где P_1 — внутреннее давление флюида, выделившегося из расплава или гранита и находящегося в теле расплава или гранита, равное внешнему (гидростатическому) давлению флюида вмещающих пород; P_2 — внутреннее давление флюида после перемещения его в область сдвижения пород; V_1^ϕ и V_2^ϕ — объемы, занимаемые флюидом соответственно до и после появления системы эндокинетических трещин, т.е. трещиноватой области сдвижения, находящейся в эндо- или экзоконтактовой части гранитоидного plutonov. Отсюда при условии, если $V_2^\phi > V_1^\phi$, то $P_1 > P_2$, т.е. $\Delta P = P_2 - P_1 < 0$. При этом $V_2^\phi = V_n$, где V_n — объем, занимаемый полостями в трещинах и порах в области сдвижения пород. Следовательно, основной причиной образования ΔP , которое приводит к перемещению флюидов в область рудотложения, является возникновение V_n . В свою очередь, V_n возникает двумя путями.

Первый путь проявляется тогда, когда $V_{\text{кн}} = V_{\text{кк}} = \text{const}$, где $V_{\text{кн}}$ и $V_{\text{кк}}$ — объемы камеры, в которой находится аллохтонная порция магмы в начальный (кн) и конечный (кк) моменты соответственно после внедрения. В этом случае $V_n = V_p - V_r = \Delta V_{\text{общ}}$, где $\Delta V_{\text{общ}}$ — разница между объемом аллохтонной порции расплава V_p и объемом возникшего из него гранита V_r . Для гранитоидов $V_p > V_r$, что доказывается как сопоставлением плотностей расплава (стекла) и гранитоида, расчетами, так и экспериментально [9, 11, 15]. По этим данным, $\Delta V_{\text{общ}} = 8...12\%$. Сокращение объема расплава (или усадка) при кристаллизации при условии $V_{\text{кн}} = V_{\text{кк}} = \text{const}$ приводит к появлению арочного эффекта, который переводит в напряженное состояние породы интрузив-над-интрузивной зоны (ИНЗ). Как релаксация этого состояния, возникает сдвижение пород в ИНЗ, в результате чего появляется замкнутая система трещин и пор, объемом V_n .

Ф.Г.Рейф [13] расчетным путем доказал, что «аномально мокрые» магматические системы при кристаллизации должны увеличиваться в объеме за счет выделения свободной флюидной фазы, и что в этом случае произойдет авторыгерметизация магматической камеры. Этот процесс по своей направленности противоположен сокращению объема при кристаллизации расплавов. Видимо, оба процесса имеют место, но взаимной компенсации не происходит, и авторыгерметизация магматической камеры, сопровождающаяся *неравновесным вскипанием* расплава и образованием масштабного месторождения с богатым оруденением, должна иметь место при первом пути образования V_n . В то же время, здесь может иметь место и *равновесное вскипание* расплава, но возникающие при этом руды будут иметь более низкое качество.

Образование по второму пути происходит при $V_{\text{кн}} > V_{\text{кк}}$. Данное явление (например,

стресс) приводит к возникновению давления на магму. Но в связи с тем, что жидкости несжимаемы, у расплава появляется вторичная интрузивная сила, вектор которой направлен в сторону, противоположную направлению вектора гравитации. Эта вторичная сила приводит к вспучиванию магмы и появлению ограниченной области напряженного состояния пород, в пределах которой при сдвигении отдельных блоков, как релаксация, возникают полости и поры, объемом V_n , который зависит от разницы P_1 и силы стресса. Полости и поры частично заполняются магмой, в результате чего в кровле появляются купола, гребни, апофизы, а частично всасывают флюиды, занимающие объем V_2^f . В общем случае принимаем, что $V_n^1 \approx V_n$.

Таким образом, для «аномально мокрых» порций магм их становление при охлаждении не заканчивается аплитегматитами и автометасоматозом, а сопровождается образованием золотых, редкометаллических и иных рудных полей различных типов: кварцевожильных, штокверковых, жильно-метасоматических, пегматитовых и др., которые локализованы в ИНЗ и относятся, по терминологии П.Ф.Иванкина [7], к бескорневым, мелкокорневым и глубококорневым образованиям (соответственно 1,2 и 3 родов). Со временем, по П.Ф.Иванкину, формы связи оруденения с магматизмом меняются: в ранние этапы становления интрузий, когда области отделения флюидов и локализации оруденения пространственно совмещены, образуются бескорневые рудные поля, а в более поздние — последовательно формируются мелко- и глубококорневые.

Выше было показано, что при кристаллизации гранитоидной магмы происходит импульсное сокращение объема $\Delta V_{\text{общ}}$ на 8—12%. Наиболее отчетливо, по М.А.Осипову [11], выделяются три импульса ΔV_1 , ΔV_2 , ΔV_3 , каждый из которых связан с определенным состоянием: ΔV_1 при полимеризации расплава в жидком состоянии, ΔV_2 при переходе жидкое — твердое и ΔV_3 при остывании твердого на фоне $\alpha-\beta$ перехода кварца, причем $\Delta V_{\text{общ}} = \Delta V_1 + \Delta V_2 + \Delta V_3 = 1,3 + 5,1 + 2 = 8,4\%$. При $V_{\text{кн}} = V_{\text{кр}} = \text{const}$ и арочном эффекте каждой ΔV (ΔV_1 , ΔV_2 , ΔV_3) соответствуют пустотность V_n (V_{n1} , V_{n2} , V_{n3}), ΔP (ΔP_1 , ΔP_2 , ΔP_3) и порция флюидов. Сопоставляя типизацию морфогенетических типов рудных полей П.Ф.Иванкина с выводами М.А.Осипова (с учетом наших дополнений), можно утверждать, что при ΔV_1 , V_{n1} и ΔP_1 образуются рудные поля 1 рода, при ΔV_2 — 2 рода и при ΔV_3 — 3 рода. В то же время при стрессе, когда $V_{\text{кн}} > V_{\text{кр}}$, пустотное пространство V_n^1 образуется по другому механизму — не вследствие сокращения объема расплава и образования трещиноватости как релаксации

напряженного состояния пород, а в связи со вспучиванием вторичного магматическо-

го очага, его кровли и образованием V_n^1 в ИНЗ, которое протекает импульсно. Здесь также надо различать V_{n1}^1 , V_{n2}^1 , V_{n3}^1 и ΔP_1 , ΔP_2 и ΔP_3 . Предлагается, что выделение флюидов и формирование рудных полей будет происходить только с теми импульсами увеличения интрузивной силы, которые будут совпадать по времени соответственно со спонтанной полимеризацией расплава, переходом расплава в гранитоид и с $\alpha-\beta$ переходом кварца. Поэтому в первом приближении и при стрессе последовательно будут формироваться рудные поля соответственно 1,2 и 3 родов, хотя при образовании глубококорневых рудных полей нужно предусматривать подток флюидов с подкоровых глубин, и поэтому при вспучивании ΔV_3 и соответственно V_{n3}^1 и ΔP_3 будут гораздо значительнее, чем от объемного действия $\alpha-\beta$ перехода кварца.

Многочисленные наблюдения показывают, что нужно различать морфогенетические типы минерализации не вообще для аллохтонных интрузивов гранитоидов (как у П.Ф.Иванкина), а отдельно для коллизионных и постколлизионных их разновидностей, т. к. для каждого типа гранитоидов морфогенетические типы 1,2 и 3 родов образуют самостоятельные серии. В частности, для синколлизионных гранитоидов повышенной основности практическое значение имеют глубококорневые поля (3 рода) среднего яруса* при редуцированном развитии минерализации 1 и 2 родов, а для постколлизионных лейкогранитов практически интересные рудные поля относятся к бес- и мелкокорневым (1 и 2 родов) верхнего яруса; глубококорневые поля верхнего яруса (3 рода) либо отсутствуют, либо сильно редуцированы.

Такое различие, по-видимому, связано с тем, что в коллизионную стадию слоистые породы были еще слабо литифицированы, пластичны и сминались в складки. В этих условиях форма образующихся интрузивов конкордантная, и поэтому сокращение объема аллохтонной порции гранитоидного расплава при полимеризации, кристаллизации и охлаждении появившегося гранитоида компенсировалось этой пластичностью пород. Арочного эффекта не возникало, а значит и не было области сдвига, не было $\Delta V_{\text{общ}}$ и ΔP , которое необходимо для экстрагирования флюидов из расплава и гранитоида и формирования рудных полей 1 и 2 родов. Дефицит объема ΔV в надинтрузивной области не появлялся и при вспучивании магматических очагов при сжатии, т.к. при перемещении магмы вверх (из-за вторичной интрузивной силы) и усложнении формы кровли интрузии образовывались не трещины отрыва, а дополнительная складчатость. Впервые эндокинетическая локальная трещиноватость, вызвавшая появление

* Ярусы Х.М.Абдуллаевым [1] понимаются в смысле источника (очага) рудообразующих растворов.

ΔV и ΔP , возникла в конце становления магматических очагов, когда вмещающие породы стали жесткими в результате ороговения, основной объем магмы уже был раскристаллизован, а остаточный расплав сохранился только в нижних частях магматической камеры и в магмоводах. Общее сжатие коллизионной стадии приводило к всгущиванию расплава и образованию многочисленных крутопадающих эндокинетических трещин отрыва, в которые из-за появления ΔP сначала внедрились несколько порций расплава (дайки пестрого состава), а затем и флюидов, из которых и были образованы глубококорневые рудные поля 3 рода среднего яруса.

В *постколлизийную стадию* жесткость пород увеличивается и основное значение приобретает дизъюнктивная тектоника. Это глубинные подвижные зоны или зоны ТМА, в которые внедрялись лейкогранитовая и аляскитовая магмы, давшие дискордантные аллохтонные гипабиссальные интрузии, иногда с конкордантной кровлей, а также дайки кислого состава, пологопадающие маломощные тела мелкозернистых лейкогранитов и гидротермальную минерализацию. В зависимости от региональных геодинамических особенностей развития складчатых областей, находящиеся в них порции расплава на фоне сокращения первоначального объема на 8—12%, кристаллизуются по разным законам. При условии $V_{\text{кн}} = V_{\text{кк}} = \text{const}$ становление аллохтонной порции лейкогранитного расплава идет по неравенству:*

$$V_{\text{кн}} = V_{\text{кк}} = V_{p900^{\circ}\text{C}} > V_{p750^{\circ}\text{C}} > V_{p700^{\circ}\text{C}} \quad (1)$$

При наличии стресса $V_{\text{кн}} > V_{\text{кк}}$, становление гранитоидного интрузива идет по другому неравенству:

$$V_{\text{кн}} = V_{p900^{\circ}\text{C}} > V_{p750^{\circ}\text{C}} > V_{p700^{\circ}\text{C}} \quad (2)$$

Трехразовое появление ΔV и ΔP ведет к трехэтапному отделению флюидов и минералообразованию, в результате чего формируются рудные поля трех родов, но основное значение имеют бескорневые и мелкокорневые рудные поля, а глубококорневые образуются достаточно редко.

Вышеприведенная зависимость формирования морфогенетических типов плутогенных

рудных полей от развития складчатых областей во времени, когда в стадию коллизии образуются месторождения среднего яруса и в основном 3 рода, а в постколлизийную — верхнего яруса и всех трех родов, представляется достаточно общей. Особенности региональных геодинамических условий коллизии и общего сжатия (коллажа) того или иного складчатого пояса влияют на особенности динамики становления конкретного аллохтонного интрузива и генетически связанного с ним оруденения. Это выражается в появлении различных структурных обстановок, от которых зависит и число стадий минералообразования, и морфогенетический тип рудного поля, и морфогенетические особенности рудных тел. Складчатые системы, являющиеся фрагментами складчатых поясов, по внутреннему строению не однородны и часто имеют линейно-мозаичное блоковое строение. В связи с тем, что месторождения золота и редких металлов в верхнем структурном ярусе появляются на стадии развития дизъюнктивной тектоники, особенности пликтивной тектоники здесь не рассматриваются. Наиболее отчетливо системы подразделяются на две разновидности: с разнонаправленными тектоническими зонами и с параллельно расположенными. Первые из них часто имеют изометричную форму (каркасную), а вторые удлиненную (линейную). В свою очередь, системы состоят из антиклинорий и синклинорий как изометричных (брахиструктур), так и линейных (пластин).

В брахиантиклиналях и брахисинклиналях тектонические зоны имеют разное простирание, преимущественной ориентировки в одном каком-либо направлении не отмечается. По внутреннему строению тектонические зоны узкие. Сложены милонитом и брекчиями, между отдельными зонами породы массивные, с трещинами кливажа; упругих напряжений в породе нет.

Линейные антиклинории и синклинории также неоднородны. В первых из них встречаются два типа направлений дизъюнктивов: поперечные, приводящие к появлению изометричных блоков второго порядка, сменяющие друг друга по простиранию антиклинория; продольные, разбивающие антиклинории на параллельные антиклинали и синклинали. Внутреннее строение тектонических зон и блоков пород, заключенных между ними, аналогично таковому для изометричных (каркасных) систем.

Во вторых (линейных синклинориях) встречаются только продольные нарушения, которые разделяют синклинории на узкие (десятки — сотни метров) пластины 2 порядка, в пределах которых породы находятся в напряженном состоянии, но релаксация этого состояния выражается по-разному. В одних случаях, нарушения представлены тектоническими швами (с милонитом, брекчиями), между которыми породы еще нахо-

* 900, 750, 700, 150°C — температуры, при которых рассматривается явление.

дятся (под действием стресса) в напряженном состоянии, что выражается в появлении микротрещиноватости, приходящей параллельно основному нарушению. В зоне выветривания это проявляется в виде плитчатой отдельности, причем каждая из плиток (толщиной 1—10 см) имеет параллельные, но извилистые ограничения, свидетельствующие об отсутствии макроперемещений отдельных плиток друг относительно друга. В других случаях, отдельные параллельные тектонические швы не выделяются, но в некоторых пластинах мощностью до 1 км породы сильно рассланцованы и состоят из очень тонких (доли миллиметра) плашек с блестящими или ступенчатыми матовыми поверхностями, на которых имеются штрихи сдвижения (субвертикальные или субгоризонтальные). Перечисленные особенности строения блоков разных порядков складчатых систем позволяют выделить структурные обстановки, которые отчетливо различаются в зависимости от времени их возникновения — в коллизионную или постколлизионную стадию развития складчатых поясов, и в зависимости от силы равномерного сжатия или стресса. Наиболее отчетливо можно выделить по шесть структурных обстановок в коллизионную и постколлизионную стадии, в каждую из которых образуется особый морфогенетический тип оруденения по особой динамике развития процесса минералообразования во времени.

Ниже даны некоторые дополнительные сведения по каждому морфогенетическому типу оруденения. При этом, соотношения рудных тел и ореолов околорудных измененных пород по интенсивности проявления и масштабам зависят от способов перемещения рудообразующих флюидов. Последние зависят от типов внутреннего строения разломов. Наиболее отчетливо выделяются два их типа [8]. В условиях преобладания рас-

тяжения флюиды перемещаются в основном по крупным трещинам и в очень малой степени по окружающим микротрещинам и породам с образованием жил выполнения с околожилными метасоматитами. В условиях преобладания сжатия осуществляется пленочный механизм флюидопереноса и образуются мощные зоны синтектонических метасоматитов при незначительной роли жил выполнения. После снятия стрессового напряжения система некоторое время продолжает функционировать, развиваются процессы перекристаллизации, но происходит уничтожение единой транзитной системы флюидопереноса, и она затухает.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абдуллаев Х.М. Дайки и оруденение. — М.: Гостехиздат, 1957.
2. Баханова Е.В., Боголепов В.Г. О критериях «ювенильности» реликтов гидротерм и природе соединений углерода во включениях // Углерод и его соединения в эндогенных процессах минералообразования. Киев, 1978. С. 16—25.
3. Боголепов В.Г. Внешнее давление системы — ведущий фактор в различии поздней и послемагматической деятельности посторогенных гранитоидных интрузий // Метасоматизм и рудообразование. М., 1974. С. 226—232.
4. Боголепов В.Г. Составление карт палеоводообильности — новый этап металлогенических исследований при прогнозировании крупных месторождений // Новые данные по геологии, геохимии и минералогии: месторождений редких элементов Казахстана. Алма-Ата, 1980. С. 98—105.
5. Боголепов В.Г. Грейзены и их отличия по условиям формирования от других минералогически сходных образований // Записки ВМО. 1992. № 3. С. 60—72.
6. Еришов В.М., Шилов В.И. К вопросу о генетической связи оруденения Березовского месторождения с Шарташской интрузией гранитов // Геохронология и проблемы рудообразования. М., 1977. С. 206—209.
7. Иванкин П.Ф. Морфология глубоководных магматогенных рудных полей. — М.: Недра, 1970.
8. Летников Ф.А. Синергетика геологических систем. — Новосибирск: Наука, 1992.

УДК 553.078

© Коллектив авторов, 1995

Сульфидно-никелевое и благороднометальное оруденение в гранит-зеленокаменной области Восточного Саяна

А.Д.НОЖКИН (Институт геологии СО РАН), М.Ю.ЦЫПУКОВ (Институт геохимии СО РАН), В.А.ПОПЕРЕКОВ, А.Н.СМАГИН, А.В.РЕНЖИН (Красноярское ГГП)

Формирование рудных провинций, полей и месторождений неразрывно связано с общей историей геологического развития регионов и геодинамическими условиями становления крупных сегментов литосферы. Нами рассматриваются некоторые вопросы региональной геологии, металлогении и прогнозирования рудоносности структур северо-

западной части Восточного Саяна. В металлогеническом отношении здесь особый интерес представляют раннедокембрийские комплексы зеленокаменных или вулканических поясов, слагающие гранит-зеленокаменные области, а также сопряженные с ними структуры, активизированные в позднем докембрии и палеозое.

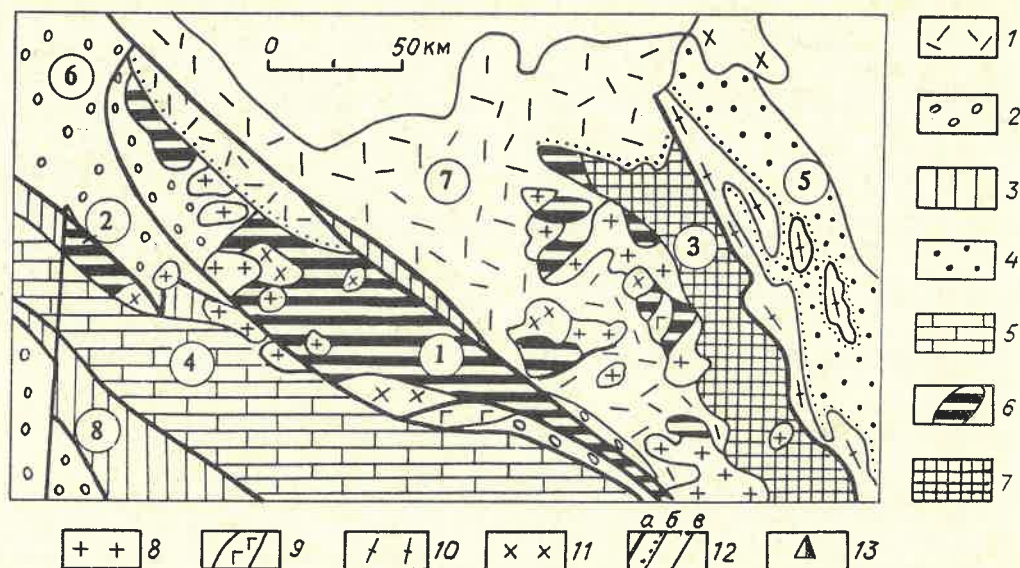


Рис. 1. Положение гранит-зеленокаменной области в структуре северо-западной части Восточного Саяна:

отложения: 1 — девонские, 2 — венд-кембрийские, 3 — верхнерифейские осадочно-вулканогенные, 4 — осадочные; 5 — протерозойские метатерригенно-карбонатные толщи; 6 — раннедокембрийские амфиболито-гнейсовые комплексы зеленокаменных поясов; 7 — раннедокембрийские мигматит-гнейсовые и сланцево-гнейсовые комплексы; 8 — палеозойские гранитоиды; 9 — протерозойские габброиды; 10 — раннепротерозойские натриево-калиевые гранитоиды; 11 — раннедокембрийские гранитоиды тоналит-трондьемитовой ассоциации; 12 — геологические границы (а — тектонические, б — несогласного залегания, в — прочие); 13 — Кингашское сульфидно-никелевое месторождение; цифры в кружках: глыбы — 1 — Канская, 2 — Арзыбейская, 3 — Бирюсинская; 4 — Дербинский блок (антиклинорий); прогибы — 5 — Присянский, 6 — Манский; 7 — Агульская впадина; 8 — Сисимо-Казырский синклинорий

В северо-западной части Восточного Саяна выделена [7, 8] обширная Канско-Агульская гранит-зеленокаменная область, соизмеримая с известными гранулит-гнейсовыми провинциями Ангаро-Канского и Шарыжалгайского выступов. В Юго-Восточном Присянье к комплексам древнейших зеленокаменных поясов относятся супракрустальные породы Онотского трога, а также амфиболито-гнейсовые толщи таргазойской свиты, развитые в Булунском блоке [1, 11]. Возраст интруктастальных тоналитовых плагигнейсов и трондьемитов куполов 3,2—3,7 млрд лет [1, 10]. Мультиэлементные и редкоземельные спектры изученных плагигнейсов [9] с включениями амфиболитов и трондьемитов идентичны их аналогам из бимодальной серии Свазиленда и породам тоналит-трондьемитовых диапиров. Зеленокаменные пояса Юго-Восточного Присянья лишь частично обнажены в пределах Шарыжалгайского выступа, основная их часть на северо-востоке перекрыта платформенным чехлом. В зеленокаменных поясах Восточного Саяна выявлены промышленно-значимые месторождения Ti, Fe, V, сульфидного никеля. К ним приурочены многочисленные россыпи золота и проявления коренной золоторудной минерализации.

Канско-Агульская гранит-зеленокаменная область весьма перспективна на обнаружение новых типов сульфидно-никелевого и

благороднометалльного оруденения. Комплексы этой провинции распространены на большей части Канской глыбы, слагают фундамент Агульской впадины, обнажаясь на ряде выступов, а также отдельные кристаллические массивы в зоне Главного разлома Восточного Саяна (рис. 1). В строении Канской глыбы участвуют как синформные структуры, сложенные метаосадочно-вулканогенными толщами с интрузиями метабазит-ультрабазитов, так и антиформные — плагигранито-гнейсовые купола, состоящие из мигматизированных гнейсов, тоналитов и трондьемитов. Стратифицированные толщи с амфиболитами (метабазитами), ультрамафитами, пара- и ортогнейсами, отдельными горизонтами мраморов и кварцитов являются реликтами раннедокембрийских зеленокаменных поясов. Наиболее характерные элементы строения поясов — вулканоплутонические базит-ультрабазитовые комплексы, включающие метакатиит-толеитовую, метадуниит-перидотитовую, метагабброидную ассоциации, несущие медно-никелевое, платиноидное и золотое оруденение.

В Канско-Агульской провинции развиты зеленокаменные пояса бимодального (по К.Конди [6]) типа с метакатиит-толеитовой, метадацит-риодацитовой и метаграувакковой ассоциациями. Пояса представляют собой внутрикратонные энсиалические рифто-

генные структуры с переработанным прото-континентальным основанием. Об этом свидетельствует обогащенность кислых метавулканитов и метаграувакк радиоактивными и легкими редкоземельными элементами, которые могут быть унаследованы от геохимически дифференцированного сиалического основания [8]. Характерно также, что коматииты и коматиитовые базальты обладают повышенными по сравнению с хондритом содержаниями редкоземельных элементов с обогащением легкими лантаноидами относительно тяжелых $(La/Yb)_n > 1$ [14].

Совмещение в единых структурах дифференцированного мантийного и корового вещества обусловило фракционирование рудных (Ni, Cu, Ti, V, Au, платиноиды) и редких (Mo, Sn, PЗЭ и др.) элементов. С зеленокаменной областью связана золотосодержащая Канско-Бирюсинская провинция. В ней размещены древнейшее Малотагульское титано-магнетитовое месторождение, медно-никелевое и благороднометалльное оруденение.

Канский зеленокаменный пояс протягивается вдоль хребта Идарское Белогорье на расстояние около 70 км. Пояс насыщен многочисленными мелкими телами базитов и ультрабазитов. Поисковые работы, проведенные в 60-е годы О.М.Глазуновым и Н.Г.Дубининым на Канской глыбе, показали повышенную никеленосность ряда массивов [3]. В начале 80-х годов при геологической съемке масштаба 1:50 000, сопровождавшейся тематическими исследованиями, была установлена принадлежность метаморфических комплексов и гранитоидов глыбы к типичным гранит-зеленокаменным провинциям и обоснована связь ряда полезных ископаемых с формированием древнейших вулканических поясов [7, 8]. Отмечена перспективность зеленокаменных поясов на выявление месторождений Ni, Cu, Au, платиноидов, черных металлов и нерудных полезных ископаемых, в частности особо чистого гранулированного кварца [7]. Поисково-оценочные работы, выполненные в 1992—1994 гг. на Канской глыбе в пределах Кингашского базит-ультрабазитового массива геологами Красноярского ПГО, завершились открытием сульфидно-никелевого месторождения.

Интрузивные тела ультрамафитов залегают в меланократовой метаморфической толще коматиит-базальтового состава с горизонтами апограувакковых биотитовых и биотит-амфиболовых гнейсов и мраморов. Повсеместно в породах отмечается многократное проявление метаморфизма и дислокаций: прогрессивный метаморфизм в условиях амфиболитовой фации, повторный регрессивный — в эпидот-амфиболитовой и локально в зонах динамометаморфизма и разрывных нарушений в зеленосланцевой фациях. Условия региональной метаморфизма пород кристаллических комплексов Канской глыбы оцениваются: P 7—9 кбар,*

T 700—800 °C [2]. Вмещающие амфиболит-гнейсовые толщи, находящиеся в зоне влияния Главного разлома Восточного Саяна, разрывными нарушениями разбиты на блоки и линзовидные пластины, совместно с интрузиями будинированы и смещены относительно друг друга. Интрузивные тела базит-ультрабазитового состава рассеяны дайками metabазитов, тоналитов, трондьемитов и пегматитов, зонами полевошпатовых и слюдяных (флогопитовых) метасоматитов и гидротермально измененных пород.

Кингашский рудоносный массив, расположенный в одной из крутопадающих зон динамометаморфизма и разрывных дислокаций, представляет собой в плане крупную линзу или будину размером $2,3 \times (0,3—0,6)$ км, в разрезе — лополитообразное тело с тектонизированными контактами. Массив дифференцирован, в нем проявлены элементы первичной полосчатости за счет переслаивания ультрамафитов преимущественно дунитового и верлитового состава. В верхах разреза распространены метагабброиды, чередующиеся в зоне перехода к верлитам с клинопироксенитами. Породы в разной степени преобразованы — серпентинизированы и амфиболизированы. Наименее измененные разности дунитов состоят из оливина, примеси энстатит-бронзита и клинопироксена — диопсид-авгита, феррихромита (FeO 60—61, Cr_2O_3 27—29%), сульфидов, серпентина. Они отличаются высоким содержанием MgO (до 40%) и общего железа Fe_2O_3 (13—14%), низким — Al_2O_3 и CaO (1—1,5%). К дунитам приурочены тонковкрапленные сульфидные руды сидеронитовой структуры. Верлиты характеризуются повышенным содержанием клинопироксена, сосредоточенного в интерстициях оливина, а чаще — псевдоморфоз серпентина по нему или образующего редкие более крупные пойкилобласти. Кроме того, в них присутствуют хромшпинелиды (Al_2O_3 30—36, Cr_2O_3 25—32, FeO 25—27%), отличающиеся, как и хромшпинелиды стратифицированных тел коматиитов Идарского хребта [14], повышенным содержанием примеси Zn (0,35—0,40 %). Породы обычно изменены, пироксен и оливин замещены тремолит-серпентиновой минеральной ассоциацией. Преобладают низкокальциевые (CaO 2,5—6,5%) верлиты, с пониженным по сравнению с дунитами содержанием MgO (33—37%) и повышенным — Al_2O_3 (3—6%). В пределах массива на эти породы падает основная доля сульфидной нагрузки [4, 16].

Верхняя габброидная часть массива представлена мелкозернистыми диопсид-авгитовыми габбро и амфиболизированными их разностями, связанными постепенными переходами через клинопироксениты и оливинные клинопироксениты с верлитами. Они составляют не более 10% объема массива.

* 1 кбар = 100 МПа.

Кроме габбро, в пределах массива распространены крупно-, среднезернистые ортоамфиболиты, гранатосодержащие гнейсовидные амфиболиты — сильно метаморфизованные разности базитов, в которых не сохранились ни габбровые структуры, ни первичные минералы. По химическому составу они близки к некоторым стратифицированным телам амфиболитов (метабазитов) вмещающей толщи. Можно полагать, что в пределах Кингашского массива ортоамфиболиты тектонически сближены, совмещены с ультрабазитовым телом.

В подстилающей массив пачке развиты мраморы, шпинель-диопсид-гранатосодержащие кальцифиры, а также амфиболиты и серпентин-тремолитовые сланцы, по химическому и редкоземельному составу отвечающие толеитам, магнезиальным толеитам и коматиитовым базальтам. Дайками такого же состава, а также плагиогранитоидами тоналит-трондjemитового ряда и пегматитами пересекается и Кингашский рудоносный массив.

Сульфидная вкрапленность пентландит-халькопирит-пирротинового состава наблюдается по всему разрезу дунитов и перидотитов, в среднем составляя около 3—5%, однако максимальные рудные концентрации с содержанием сульфидов до 15% приурочены к средней и нижней приподнятой части массива [4, 16]. По текстурным признакам выделяются вкрапленные, гнездово-вкрапленные и брекчиевидные типы руд. Главные минералы вкрапленных и гнездово-вкрапленных руд — пирротин, пентландит, халькопирит, магнетит, спорадически встречаются кубанит, пирит, сфалерит, борнит, халькозин, маккинавит, виоларит и др. Содержание Ni в них достигает 1% и более, Cu — 0,2—0,6%, платиноидов — до 2—3 г/т, Au — до 2,8 г/т [16]. Платиноиды присутствуют в тонкорассеянной форме и отмечены в отдельных горизонтах густовкрапленных руд; представлены мончеитом, майченеритом, изредка сперритом. В рудах палладий преобладает над платиной и коррелируется с никелем, золото и серебро связаны с мышьяком [4, 5]. Брекчиевидные руды имеют резко подчиненное значение. Кроме названных минералов, в них обнаружены арсениды и сульфиды арсениды никеля (раммельсбергит, герсдорфит), теллуриды никеля, свинца и серебра (мелонит, алтаит, гессит), соединения палладия с теллуром и висмутом (котульскит, фрудит). Содержание Ni и Cu достигает первых процентов, Co до 0,1%. Устанавливается также повышенное количество примеси золота и платиноидов [16].

В габброидах сульфидная минерализация представлена вкрапленниками пирротина, реже пирита и халькопирита. Содержание никеля обычно менее 0,1%.

Генезис вкрапленных руд Кингашского месторождения магматический, возможно, раннемагматический, поскольку основная

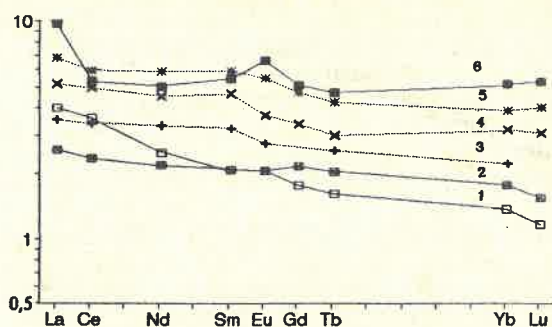


Рис. 2. Графики нормированных по хондриту содержаний редкоземельных элементов в породах коматиитовой ассоциации и Кингашского базит-ультрабазитового массива:

1—2 — метакматииты; 3 — дунит; 4 — верлит; 5 — габбро; 6 — коматиитовый метабазацит

масса сульфидов сосредоточена в интеркуллусе оливина, часто в ассоциации с пироксеном или продуктами его замещения. Брекчиевидные и более массивные брекчиевидно- жильные руды обладают чертами частично переотложенных ремобилизованных образований, возникших при метаморфизме. Породы массива несут следы весьма интенсивного метаморфизма как регионального, так и локального, связанного с формированием жильных тел базитов и гранитоидов и характеризующегося развитием процессов флогопитизации, амфиболизации, карбонатизации. Все это приводит к усложнению структуры руд, частичному переотложению, реконцентрации вещества, выносу во вмещающие породы меди [4].

Проведенные исследования показывают, что рудоносная ассоциация сформировалась из коматиитового расплава и является интрузивной (субвулканической) фацией коматиитовой серии. Об этом свидетельствует тесное пространственное сонахождение дифференцированных интрузивных тел и стратифицированных ультрамафитов коматиитового состава, переслаивающихся с амфиболитами — метатолеитами типа ТН-1, а также пересечение Кингашского массива дайками аналогичного коматиитового и толеитового состава. Перидотиты и коматииты имеют общие геохимические черты: близкие слабо фракционированные спектры РЗЭ, включая обогащение легкими лантаноидами (рис. 2); сходный уровень концентраций петрогенных и редких элементов, приближающийся к содержаниям в примитивной мантии; близкие хондритовые отношения инертных литофильных элементов (Zr, Y, Nb, Hf); сходное распределение элементов платиновой группы; повышенное содержание Mn и Zn в хромшпинелидах и др. [13, 15]. Рудным перидотитам Канского зеленокаменного пояса свойственны низкие отношения $(Pt + Pd) / (Os + Ir + Ru)$ и $(Pt / (Pt + Pd))$, соответственно 0,4 и 6,23,

что характерно для сульфидных Cu-Ni руд, генетически связанных с коматиитами.

Выявление медно-никелевого оруденения в дифференцированных массивах базит-ультрабазитового состава, коренной платинометалльной минерализации в связи с сульфидизированными перидотитами коматиитовой серии, несомненно, увеличивает рудную перспективность зеленокаменных поясов Восточного Саяна.

При прогнозировании месторождений сульфидного никеля и платиноидов в Восточном Саяне необходимо учитывать следующее.

1. Наличие энсиалических зеленокаменных поясов, характеризующихся развитием амфиболитов примитивного толеитового состава, ультрамафитов — метакоматиитов, повышенно-радиоактивных пара- и ортогнейсов, а также линзовидных будин субвулканических метаперидотитов и гранитоидов тоналит-трондьемитового ряда.

2. Особый интерес должны представлять тела ультрамафитов с признаками дифференциации, расслоения, по геохимическим признакам принадлежащие к продуктам кристаллизации исходной коматиитовой магмы.

3. Для рудоносных интрузий характерны повышенная сульфидизация и никеленосность тел, приуроченность рудных концентраций к перидотитам лерцолит-верлитового состава. Появление контрастных руд связано с наложением жильных гранитоидов тоналит-трондьемитового состава и гидротермального метаморфизма. Этим же процессом может быть обусловлена и их рудная золотоносность.

Повышенный интерес в плане выявления месторождений сульфидного никеля с сопутствующими элементами представляет Канская глыба, особенно хр. Идарское Белогорье, а также ряд выступов фундамента в пределах Агульского палеозойского прогиба (Ерминский, Кельчинский, Улькинский) с массивами ультрабазитов, отличающихся аномальной никеленосностью и платиноносностью.

Обращает на себя внимание и повышенная золотоносность Восточного Саяна. Канская и Арзбейская глыбы совместно с Манским прогибом и зоной Главного разлома Восточного Саяна известны как провинция золотоносных россыпей. В последние годы здесь выявлен ряд коренных источников золота, в частности прожилково-вкрапленное оруденение в амфиболито-гнейсовых толщах в бассейнах рек Караган, Кингаш, Тукша, Крол, Арзбей, в верховьях рек Агул, Тагул, Бирюса.

По материалам геолого-геохимических исследований (А.Д.Ножкин, О.М.Туркина, 1992—1994 гг.) в северо-западной части Восточного Саяна выделяются два типа золотоносных гранит-зеленокаменных провинций. Первый тип — с повышенно-дифференцированным сиалическим протоконтинентальным основанием и бимодальным характером магматизма зеленокаменных поя-

сов. Повышенная фоновая золотоносность связана с метакоматиит-толеитовой, дифференцированной метаперидотит-дунитовой и тоналит-трондьемитовой ассоциациями. Золотоносные россыпи и проявления рудной золотоносности в метаморфизованных комплексах такого состава известны в пределах Канской, Бирюсинской глыб и в зоне Главного разлома Восточного Саяна. К структурам Колбинско-Удинской зоны с фрагментами раннедокембрийских зеленокаменных поясов приурочена Бирюсинская золотоносная провинция, включающая Гутаро-Агульский, Бирюсинский, Джугоякский, Монкрес-Хайламинский рудные узлы.

Второй тип — со слабо дифференцированным (примитивным) кристаллическим основанием и известково-щелочным магматизмом вулканических поясов. Проявления коренной и россыпной золотоносности приурочены к амфиболито-гнейсовым толщам андезит-базальтового состава и дифференцированным пироксенит-габбровым массивам в ареалах развития раннепалеозойских гранитоидов (типа ольховского комплекса); золотоносность распространена в пределах Арзбейско-Дербинского блока (микроконтинента).

Арзбейско-Дербинский блок представляет собой совершенно иной тип структур по сравнению с Канским и Бирюсинским. На Арзбейской глыбе обнажен, по существу, предполагаемый фундамент Дербинского блока с эродированным плитным карбонатным чехлом. Нижняя часть разреза амфиболито-гнейсового комплекса глыбы (основание вулканического или зеленокаменного пояса) представлена ассоциацией плагиогнейсов, амфиболитов — толеитовых базальтов типа ТН-1 и гранитоидов М-типа, характерной для незрелых оксанических дуг [12]. Кислые магматиты резко обеднены легкими РЗЭ, Th, имеют первичное отношение изотопов Sr, равное 0,70261. Верхняя часть разреза сложена метавулканитами известково-щелочной серии и граувакками, сопоставимыми с образованиями эволюционировавших островных дуг [17].

При рассмотрении Канской и Арзбейской глыб в целом прослеживается резкая латеральная вещественная, прежде всего петрогеохимическая, неоднородность сиалического основания краевых структур ограничения платформы на границе с Центральноазиатским складчатым поясом. Такая неоднородность свидетельствует о пространственном совмещении различных блоков континентальной коры, формировавшихся, возможно, на удалении друг от друга. Этот вывод подтверждается общегеологическими, тектоническими, геохимическими и особенно радиогеохимическими данными [8, 12]. На северо-западе между структурами Канского и Арзбейско-Дербинского блоков расположены верхнедокембрийские — нижнепалеозойские отложения Манского прогиба, в основании которого, судя по геолого-

геофизическим материалам, также предполагается развитие кристаллических комплексов гранит-зеленокаменного типа.

В последние годы при геологической съемке и доизучении м-ба 1:50 000 геологами Красноярского ПГО получены новые данные по золотоносности северо-западной части Восточного Саяна, главным образом территории, примыкающей к железной дороге Абакан — Тайшет и включающей структуры сочленения Канской и Арзубейской глыб с зоной Манского прогиба и Дербинским блоком. Выделены потенциально рудоносные площади и структуры. К одной из наиболее перспективных структур на поиски месторождений коренного золота относится зона сочленения Канской и Арзубейской глыб с Дербинским блоком. Она является крупной ветвью Главного разлома Восточного Саяна. При мощности структуры от 5 до 15 км в зону ее влияния попадают карбонатно-черносланцевые отложения жайминской свиты, карбонатно-терригенные и вулканогенные образования кувайской серии, гнейсово-амфиболитовые толщи Канской и Арзубейской глыб. Структура изобилует разными по составу и возрасту интрузивными телами базитов, ультрабазит-базитов и гранитоидов. Она неоднократно активизировалась в протерозойскую и палеозойскую эпохи.

Данная металлогеническая зона издавна известна как основной поставщик россыпного золота в северо-западной части Восточного Саяна (реки Тубиль, Кувай, Мина, Мана, Кан и др.). Имеются здесь и проявления коренного золота. Золотосодержащие породы представлены гидротермально метаморфизованными (окварцованными, пропилитизированными и сульфидизированными) карбонатно-сланцевыми и вулканогенными отложениями, черными графитистыми сланцами и кварцитами, диафторированными гнейсами и амфиболитами. Наиболее распространены золото-кварцевая и золото-сульфидная ассоциации. Для графитизированных черных сланцев и мраморов жайминской свиты характерна золото-сульфидная ассоциация с молибденом, серебром и медью. Известны проявления золоторудной минерализации в контактово-метасоматических породах в связи с гранитоидными интрузиями ольховского и кутурчинского комплексов.

В пределах Манского прогиба в венд-кембрийских терригенно-карбонатных толщах повышенная золотоносность установлена на ряде стратиграфических уровней. Аномальные концентрации золота с содержанием от 0,5—1 до 3 г/т и серебра до 100 г/т приурочены к зонам трещиноватости на участках пересечения северо-западных и северо-восточных нарушений, включающих дайки гранит-порфиров и диабазов. Вмещающие породы подвержены окварцеванию, аргиллизации, доломитизации и сульфидизации. Золото ассоциирует с пиритом, галенитом, сфалеритом, анти-

монитом. Такие проявления и крупные по размерам контрастные геохимические аномалии Au, Ag и сопутствующих рудных элементов (Pb, Zn, Cu, Sb, Hg) обнаружены на левобережье и правобережье р. Мана в зоне протяженностью около 30 и шириной 10—12 км. По ряду признаков (геолого-структурных, литологических, минералогеохимических) в венд-кембрийских углеродсодержащих терригенно-карбонатных толщах в зонах развития гидротермальных изменений и дайковых комплексов прогнозируется промышленно-значимое оруденение золото-серебряной формации, возможно, невадийского типа. Первоисточником золота могут быть подстилающие вулканические комплексы кувайской серии рифея или более древних зеленокаменных поясов. Открытие совершенно нового типа золоторудной минерализации в регионе интересно еще и тем, что, пожалуй, впервые находит объяснение природа аллювиальной золотоносности Манского прогиба.

В целом регион перспективен на выявление месторождений следующих золоторудных формаций: золото-кварцевой и золото-сульфидной в нижнекембрийских амфиболито-гнейсовых толщах Канской и Арзубейской глыб в связи с диорит-плагиогранитными интрузиями; золото-сульфидной в протерозойских черносланцевых карбонатно-терригенных и вулканогенных комплексах в зоне влияния натровых гранитоидов типа ольховского комплекса; золото-серебряной в венд-кембрийских терригенно-карбонатных углеродистых отложениях, в зонах трещиноватости и развития дайковых комплексов гранитоидного и базитового состава (оруденение невадийского ? типа).

В заключение следует отметить, что металлогенические особенности и перспективы рассматриваемых структур Восточного Саяна на выявление никеля и благородных металлов в значительной мере определяются приуроченностью их к древним вулканическим поясам, а золота — и к более поздним активизированным зонам, унаследовавшим геохимические черты вмещающих и подстилающих пород, в т.ч. и архейского гранит-зеленокаменного основания. Разрабатываемые на этой основе структурно-вещественные и геодинамические критерии должны лежать в основе прогнозирования промышленно-значимого оруденения.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 94-05-16797).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бибилова Е.В., Хильтова В.Я., Грачева Т.В., Макаров В.А. Возраст зеленокаменных поясов Присяня // Докл. АН СССР. 1982. Т. 267. № 5. С. 1171—1174.
2. Владимиров В.Г., Королюк В.Н., Лепезин Г.Г. Особенности метаморфизма Канской глыбы (Восточный Саян) // Геология и геофизика. 1984. № 3. С. 66—75.

3. Глазунов О.М. Геохимия и рудоносность габброидов и гипербазитов. — Новосибирск: Наука, 1981.
4. Глазунов О.М. Геохимия и генезис нового сульфидно-никелевого месторождения в Восточных Саянах // Проблемы геологии Сибири: Тез. докл. Томск, 1994. Т. 2. С. 65—66.
5. Глазунов О.М. Перспективная никель-платиноносная провинция Южной Сибири // IV Объединенный Международный симпозиум по проблемам прикладной геохимии, посвященный памяти академика Л.В.Таусона: Тез. докл. Иркутск, 1994, Т. 1.
6. Конди К. Архейские зеленокаменные пояса. — М.: Мир, 1983.
7. Ножкин А.Д. Раннедокембрийские троговые комплексы юго-западной части Сибирской платформы и их металлогения // Докембрийские троговые структуры Байкало-Амурского региона и их металлогения. Новосибирск, 1985. С. 66—75.
8. Ножкин А.Д., Смагин А.Н. Новая схема расчленения метаморфических комплексов Канской глыбы // Геология и геофизика. 1988. № 12. С. 3—12.
9. Ножкин А.Д., Левицкий В.И., Мехоношин А.С., Бобров В.А. Геохимические особенности раннеархейских гранитоидов и метавулканогенно-осадочных пород Онотского зеленокаменного пояса (Юго-Восточное Присяянье) // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 3. С. 45—54.
10. Сандимирова Г.П., Левицкий В.И., Пахольченко Ю.А., Литвинцев Н.А. Rb-Sr-геохронология древнейших гранитоидов Восточного Присяянья // Докл. РАН. 1993. Т. 326. № 4. С. 696—700.
11. Селько А.И. Основные этапы формирования континентальной коры Присяянья // Эволюция земной коры в докембрии и палеозое. Новосибирск, 1988. С. 7—41.
12. Туркина О.М., Ножкин А.Д., Бобров В.А. Арзыбейская глыба как фрагмент гранит-зеленокаменной области: геохимия и вопросы происхождения амфиболито-гнейсовых толщ и гранитоидов // Геология и геофизика. 1993. Т. 34. № 7. С. 35—44.
13. Цыпуков М.Ю. Геохимия и генезис ультрабазитов и базитов Канского зеленокаменного пояса, Восточный Саян: Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. — Иркутск, 1994.
14. Цыпуков М.Ю., Ножкин А.Д., Бобров В.А., Шипицын Ю.Г. Коматиит-базальтовая ассоциация Канского зеленокаменного пояса (Восточный Саян) // Геология и геофизика. 1993. Т. 34. № 8. С. 98—108.
15. Цыпуков М.Ю., Ножкин А.Д., Прокопчук С.И. Поиски месторождений платиновых металлов в зеленокаменных поясах Восточного Саяна // IV Объединенный Международный симпозиум по проблемам прикладной геохимии, посвященный памяти академика Л.В.Таусона: Тез. докл. Иркутск, 1994. Т. 1.
16. Шведов Г.И., Некос В.В., Попереков В.А., Тарасов А.В. Предварительные данные о вещественном составе Кингашского медно-никелевого месторождения (Восточный Саян) // Проблемы геологии Сибири: Тез. докл. Томск, 1994. Т. 2. С. 67—68.
17. Turkina O.M., Nozhkin A.D., Korol N.V., Ponomarchuk V.A. The reconstruction of composition and tectonic environment of formation of the Arzhybey-Derbina megablock Precambrian crust // Fourth International symposium on geodynamic evolution of Paleosian ocean. Abstracts. 1993. P. 235—238.

УДК 553.4(470.5)

© В.А.Аристов, 1995

Генезис колчеданных месторождений Урала

В.А.АРИСТОВ (Башкирский медно-серный комбинат)

Существуют две наиболее распространенные точки зрения на генезис колчеданных месторождений. Одна из них высказана А.Н.Заварицким [10] о метасоматическом способе первичного отложения сульфидных руд путем замещения каолинизированных, серицитизированных, окремненных и пропилитизированных пород вулканической толщи. При последующем региональном метаморфизме происходят перераспределение, перемещение рудного вещества на месторождении и окончательное его формирование. Другая в окончательном виде предложена В.И.Смирновым [20] и предполагает отложение сульфидных полиметаллических руд вулканогенно-осадочным путем в депрессиях морского дна с последующим перекрытием их вулканогенными отложениями; дополнена понятиями о полигенности и полихронности руд.

Автор сопоставляет и анализирует данные мнения на примере месторождений, образование которых связано с вулканической деятельностью в современное, кайнозойское и палеозойское время.

Современное оруденение. Современное сульфидное оруденение в океане формируется главным образом в осевых частях рифтовых зон срединно-океанических хребтов с высокими скоростями спрединга [5, 6], в Марианском трое [13] и рассматривается как подтверждение генезиса палеозойских колчеданных месторождений. Процесс современного отложения руд в рифтовых зонах сопровождается струйным истечением гидротерм с выносом дымоподобной смеси сульфидов («черные курильщики»), до 98% которой рассеивается в океане [13]. В местах истечения гидротерм формируется ряд сросшихся между собой холмообразных построек с полыми трубами в их центральной части, которые при разрушении могут образовывать участки брекчированных руд. Минеральный состав руд в основной своей массе сходен с древним колчеданным оруденением, но встречаются участки с содержанием меди до 30%, цинка до 60%, что, видимо, объясняется узкими пределами физико-химических условий образования халькопирита и сфалерита.

По редким наблюдениям можно сделать вывод о сопоставимости метасоматитов лежащего бока современных руд с метасоматитами палеозойских месторождений. Рудовмещающими структурами современного оруденения служат грабены рифтовых зон и кальдеры подводных вулканов [13], а рудоподводящими каналами тектонические трещины, по которым передвигались гидротермальные растворы. Для размещения сульфидных залежей древних колчеданных месторождений наиболее характерны депрессии и неровности морского дна. Рудоподводящими каналами могут быть тектонические и ослабленные зоны в подстилающих породах [20]. Форма современных и палеозойских рудных тел, не подвергшихся складчатости, как правило, линзообразная. Перечисленные особенности формирования современного и древнего оруденения в большинстве своем сопоставимы, а имеющееся коренное различие состоит в том, что современные руды локализируются в грабенах рифтовых зон в условиях средних и высоких скоростей спрединга, а палеозойские — приурочены к островодужной и заостроводужной формациям.

Активная вулканическая деятельность в рифтовых зонах способствует быстрому захоронению современного оруденения, а большие скорости спрединга ускоряют погружение тектонически ослабленных блоков на более низкие уровни океанической коры вблизи магматических очагов, что обуславливает глубинное захоронение руд и делает их сохранность и выход в приповерхностные условия маловероятными. Палеозойские колчеданные месторождения в ходе геологического развития геосинклинали имеют больше шансов сохраниться в островодужной и заостроводужной формациях при приращении последних к континентам.

Одни исследователи [7, 13] признают, с некоторыми оговорками, сходство и правомерность актуалистических сопоставлений геологических процессов при формировании современного и палеозойского колчеданного оруденения, другие же отрицают возможность тождества в их образовании [22].

При изучении Сибайского месторождения с позиций современного вулканогенно-осадочного сульфидного рудообразования исследователями [8, 19] реконструированы палеоусловия трехстадийного формирования колчеданной залежи через один рудоподводящий канал, расположенный в лежащем боку центральной части залежи. Вулканогенно-гидротермальными растворами привнесено серноколчеданное и медно-цинковое оруденение, а породы в контурах рудоподводящего канала превращены при этом в метасоматиты, аналогичные рудовмещающим. Из-за прерывистости поступления рудоносных растворов отложенные руды разрушались в морской среде, образуя горизонты рудокластов. Выявлен концентрически осевой тип

зональности распределения меди и цинка в залежи в зависимости от расстояния от одного главного рудовыводящего канала [9]. Идея зональности была математически обоснована [15].

Для отработки нижней части месторождения подземным способом проведена система горных выработок, в результате чего установлено отсутствие рудоподводящего канала и его признаков в лежащем боку залежи. В связи с этим все палеоструктурные построения и детальные выводы, основанные на представлении о формировании месторождения вулканогенно-осадочным путем через рудоподводящий канал в лежащем боку залежи, утратили смысл.

Несмотря на выполненный огромный объем работ по изучению колчеданных месторождений Урала, возникают сомнения в отношении их вулканогенно-осадочного генезиса, а приведенный выше пример подтверждает необходимость поиска альтернативных путей при решении вопроса о их происхождении.

Кайнозойское оруденение. Связующим звеном между современным и палеозойским сульфидным оруденением могут служить месторождения кайнозойского возраста, залегающие в вулканогенных породах Тихоокеанского подвижного пояса. Наиболее интересны детально разведанные и отрабатываемые месторождения вулканогенной самородной серы, в залежах которой встречаются участки сульфидной серы. Подобное сочетание самородной и сульфидной серы может рассматриваться как переходный этап к формированию колчеданных месторождений. Структура, характерные особенности и генезис вулканогенных месторождений самородной серы подробно освещены в монографии [3], что существенно облегчает их сопоставление с палеозойскими колчеданными месторождениями, хотя не все исследователи признают правомерность актуалистического сопоставления геологических процессов, а иногда и полностью его отрицают [22].

Автор считает возможным актуалистическое сопоставление природных процессов, происходящих в одинаковых физико-химических условиях и поэтому не зависящих во времени и в пространстве. Такой подход позволяет восстановить условия формирования палеозойских колчеданных руд, начиная с месторождений вулканогенной самородной серы, приуроченных к склонам или подножию стратовулканов, расположенных в островодужных формациях геосинклинали.

Наиболее крупные месторождения серы образованы гидротермально-метасоматическим путем на завершающем этапе пропитализации пород андезитового и андезит-дацитового состава при замещении опализированных, алунизитизированных, каолинизированных и гидрослюдистых пород. Серные руды существенно преобладают над сульфидными, залегающими в плотных пепло-

вых туфах, практически не затронутых каолинизацией и монтмориллонитизацией [3]. Совместное нахождение в залежах двух видов руд дает основание называть их серно-сульфидными и считать месторождения переходными от серных к колчеданным. Нижний уровень залегания серных руд опускается до 500 м от земной поверхности и определяется уровнем грунтовых вод, несущих растворенный в них кислород, который, взаимодействуя с ионами серы, окисляет их до самородной серы. В плотных пепловых туфах, где кислорода недостаточно для окисления, отлагаются сульфидные минералы. Сформированные серные и сульфидные руды в уже пропилитизированных породах рассматриваются иногда как метасоматические «рудные породы» [2], принципиально не отличающиеся по условиям образования от алунитов, каолинитов и других метасоматически измененных пород.

Серные залежи имеют пластообразную, линзообразную, штокообразную или трубчатую форму. Среди них выделяются массивные и вкрапленные руды с агломератовидной, псевдобрекчиевой, прожилковой, вкрапленной текстурами и колломорфной, сетевидной, реликтовой порфиновой структурами. Иногда залежи отделены друг от друга послоями плотных пепловых туфов и поэтому размещаются на нескольких гипсометрических уровнях.

В вулканогенных породах и серных рудах Малетойваямского месторождения обнаружены органические остатки и остатки флоры [3], что указывает на отложение вулканогенных пород в субаэральных условиях.

Кроме рассмотренной гидротермально-метасоматической гипотезы образования серных руд [3], существует другая, близкая к ней, но обладающая рядом отличительных особенностей. Серные руды формируются при аналогичных процессах на поверхности или в приповерхностных условиях. В результате эрозии и седиментации вмещающие породы и сера перемещаются в пониженные участки рельефа, перекрываются вулканогенными породами, а при погружении на глубины первые десятки метров происходят гидролиз серы, ее переплавление с соответствующей алунитизацией, сульфидизацией и миграцией серного расплава [12]. Несмотря на различия гипотез формирования серных месторождений, конечные результаты практически мало чем отличаются.

При сопоставлении месторождений вулканогенной серы с древними колчеданными месторождениями отмечается значительное сходство в форме залежей, текстурно-структурных особенностях руд и приуроченности их к островодужной формации. Ранее обращалось внимание на сходство этих месторождений [16], но идея не получила дальнейшего развития.

Региональный метаморфизм палеозойского колчеданного оруденения. Гидротер-

мально-метасоматическая гипотеза генезиса колчеданных месторождений [10] предполагает замещение вулканогенных пород сульфидными рудами. Последние на месторождениях Среднего Урала имеют четкие и резкие контакты с вмещающими их кварц-серицит-хлоритовыми сланцами и, как правило, у рудных тел отсутствует ореол прожилково-вкрапленных сульфидных руд, которые обособляются в рудные тела лишь в кулисообразных участках лежащего и всящего бока, под экраном плотных туфовых пород или в тектонически ослабленных участках кварцево-серицитовых сланцев. Четкость контактов массивных руд с вмещающими породами дает основание полагать, что в вулканогенных породах имелись весьма благоприятные для селективного замещения сульфидными рудами условно названные «Х-породы» [18].

На примере менее метаморфизованных месторождений Южного Урала установлено, что сульфидные руды формировались метасоматически в каолинизированных, серицитизированных, пропилитизированных породах [11]. Следовательно, «Х-породы» до замещения их сульфидами должны были пройти стадию пропилитизации. По мнению автора, «Х-породы» ассоциируются с «рудными породами» [2], представленными вулканическими серными (серно-сульфидными) рудами. Для замещения последних сульфидами наиболее благоприятные условия создаются при региональном метаморфизме, который характерен для всех месторождений Урала. Основным компонентом метаморфизма являются погребенные и инфильтрационные воды. Под действием агрессивных метаморфогенных растворов происходит перенос значительного количества железа, кремния, калия и гораздо меньшего серы, меди, цинка, золота, серебра и других компонентов [17]. Наиболее часто движение гидротермальных вод приурочено к зонам дробления и участками трещиноватых пород, служивших ранее путями формирования серных (серно-сульфидных) месторождений. В условиях регионального метаморфизма при повышении температуры не исключены переход серы в подвижную пластическую массу, концентрация ее в обособленные рудные залежи и образование четких контактов с вмещающими породами.

С привнесом метаморфогенных растворов самородная сера как химически активный элемент вступает в реакцию с железом, имеющим наибольшую концентрацию свободных ионов по сравнению с ионами меди и цинка. В результате образуется пирит. Объем последнего, по расчетам автора, на 20—24% меньше объема ранее занимаемого серой из-за разности их удельных весов. Процесс формирования колчеданных руд продолжается замещением пирита пирротинном, а последнего — магнетитом и по той же причине протекает с уменьшением их

объемов на 21 и 18% и образованием в руде дополнительных полостей. Природная ассоциация рудных минералов пирит — пирротин — магнетит появляется при определенных физико-химических условиях и соответствует теоретическому обоснованию парагенетических соотношений в системе железо — сера — кислород.

Следует принять во внимание, что серное оруденение приурочено не только к массивным и вкрапленным рудам, но и рассеяно во вмещающих породах, поэтому возникающая при реакции пористость захватывает значительные участки ранее пропилитизированных и монтмориллонитизированных пород. Пористость создает условия для развития инфильтрационного метасоматоза, в результате чего в пределах пористого участка формируются метасоматиты, имеющие четкие границы с рудами и вмещающими их породами. В пустотах серных руд происходит свободный рост кристаллов пирита в форме пентагон-додекаэдров, а на стенках полостей формируются колломорфные агрегаты. Во вновь образованных сульфидных рудах частично сохраняются текстуры и структуры руд, характерные для вулканической самородной серы.

Медно-цинковое оруденение и его источники. На завершающих этапах развития геосинклинали формировались тектонические разломы глубинного заложения и параллельно происходило внедрение гранитоидных интрузий из остаточного расплава первоначальной магмы базальтоидного состава. Процессы сопровождались привнесом гидротермальными растворами основного количества меди и цинка с примесями других компонентов, характерных для колчеданных месторождений. Из привнесенных растворов первоначально отлагались медные руды, а при изменении физико-химических условий — цинковые. Данная последовательность отложения руд подтверждена многочисленными минералогическими исследованиями и не вызывает сомнения. Однако характер размещения оруденения в залежах месторождений Среднего и Южного Урала имеет свои особенности из-за динамометаморфизма, наложенного на породы и руды. Изменения, возникшие в результате динамометаморфизма, более четко выявили основные закономерности и характер размещения медно-цинкового оруденения.

Геометризация обособленных рудных тел Ломовского месторождения (Средний Урал) с массивным и вкрапленным оруденением на продольную проекцию в вертикальной плоскости, выполненная автором, выявила наличие концентрационных рудных столбов меди и цинка. В рудном теле, как правило, имеется несколько медных и цинковых рудных столбов, не совпадающих друг с другом, а иногда четко обособленных. Подобная особенность локализации рудных столбов дает основание утверждать, что цинковые руды отлагались в тектонически подготовленных

участках после отложения основной массы медных руд. Из-за интенсивной трещиноватости более высокие содержания компонентов приурочены к центральным частям массивных рудных тел.

Концентрационные рудные столбы вытянуты по падению и в ряде случаев переходят из массивных руд во вмещающие их сланцы, не изменяя при этом элементов залегания. Углы падения столбов соответствуют или близки элементам залегания кварц-серицит-хлоритовых сланцев. Мощность рудных столбов и содержание компонентов при переходе из массивных руд во вмещающие сланцевые породы резко уменьшаются, поэтому единое рудное тело состоит иногда из нескольких прожилково-вкрапленных рудных тел, расположенных по падению на продолжении рудных столбов. В обособленных вкрапленных рудных телах, залегающих в кварц-серицит-хлоритовых сланцах, концентрационные рудные столбы характеризуются значительно меньшими содержаниями меди и цинка, размерами и вытянутостью по падению.

В верхних частях массивных и вкрапленных рудных тел, залегающих в кулисообразных участках, сформированы концентрационные рудные столбы, связанные с экранированием оруденения на контакте с налегающими туфами. Вытянутость столбов соответствует направлению замковой части кулис. Направление концентрационных рудных столбов не только указывает на пути движения рудоносных медных и цинковых гидротермальных растворов, но и подтверждает, что единственным рудоподводящим каналом полиметаллического оруденения служили метасоматиты.

Несмотря на огромный фактический материал по геологии колчеданных месторождений Урала, однозначный ответ на вопрос об источниках полиметаллического оруденения отсутствует. Возможна их связь с гранитоидами, находящимися в непосредственной близости от Красноуральской группы месторождений (Средний Урал) [14], Подольского (Южный Урал) [21], Весеннего (Мугоджары) [1] и ряда других месторождений. Другим наиболее вероятным источником полиметаллов могут быть вулканогенные образования основного и среднего состава, имеющие самые высокие кларковые содержания меди и цинка по сравнению с другими породами. Не исключена также возможность регенерации металлов из месторождений, сформировавшихся в межконтинентальных и океанических рифтовых зонах палеозойского возраста.

Абсолютный возраст оруденения. Вулканогенно-осадочный генезис колчеданных месторождений предполагает одновременность отложения руд и вмещающих пород, что упрощает определение абсолютного возраста оруденения. Однако практика потребовала дополнить генезис понятиями полихронности и полигенности.

При гидротермально-метасоматическом генезисе на каждом из этапов оруденения формируется и околорудный ореол. В последнем образуются разновидности серицита, соответствующие различным этапам оруденения — от формирования вулканической серы до отложения медно-цинковых руд. На месторождения Среднего Урала накладывается интенсивный динамометаморфизм, соответствующий этапу частичного привноса полиметаллического оруденения, его перераспределения и образования вкрапленных рудных тел.

По разновозрастным разновидностям серицита в околорудном ореоле аргоновым методом определяется абсолютный возраст оруденения. На Левихинском месторождении, залегающем в позднесилурийской вулканогенной толще, выявлено четыре разновидности серицита, абсолютный возраст которых изменяется от 410 до 276 млн лет [4], т.е. верхняя граница соответствует сакмарскому ярусу нижней перми. На продолжении той же толщи абсолютный возраст оруденения Ломовского рудника равен 290 млн лет (верхний карбон). Такой разрыв во времени между возрастом вмещающих пород и оруденения — следствие более интенсивных гидротермальных изменений околорудных пород последнего этапа оруденения, в ходе которого ранее образованный серицит полностью перекристаллизовался с потерей ранее приобретенного аргона.

Значительный разрыв во времени образования вмещающих пород и оруденения требует коренного пересмотра представлений о вулканогенно-осадочном генезисе колчеданных месторождений.

Итак, можно сделать следующие выводы.

1. На заключительной стадии пропилитизации основных и средних пирокластических пород островодужных вулканогенных формаций образуются вулканические месторождения серы гидротермально-метасоматического генезиса.

2. На последующей стадии регионального метаморфизма самородная сера взаимодействует с привнесенными ионами железа, образуя пирит. Объем последнего на 20—24% меньше объема замещенной серы из-за разности их удельных весов.

3. Образовавшаяся при реакции пористость в руде и породах способствует возникновению инфильтрационного эффекта, в результате чего формируются метасоматиты, имеющие четкие границы с рудами и вмещающими породами. Возможное замещение пирита пирротинном и магнетитом также протекает с уменьшением объема соответственно на 21 и 18%, что усиливает метасоматический процесс.

4. Внедрению кислых интрузий, заложению глубинных тектонических разломов на завершающей стадии формирования геосинклинали сопутствовали привнос гидротермами основной массы полиметаллов и окон-

чательное образование колчеданных месторождений. При динамометаморфизме различной интенсивности возможны перераспределение полиметаллов в рудных телах, частичный привнос оруденения, образование прожилково-вкрапленных рудных тел. При привносе полиметаллического оруденения метасоматиты выполняли роль рудоподводящего канала.

5. Абсолютный возраст формирования колчеданных месторождений определяется аргоновым методом по разновозрастным разновидностям околорудного серицита и колеблется от верхней границы силура до сакмарского яруса нижней перми.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Агеева С.Т. Условия локализации колчеданных залежей Весеннего месторождения // Геология рудных месторождений. 1973. № 4. С. 27—35.
2. Василевский М.М. Вулканизм, пропилитизация, оруденение. — М.: Недра, 1973.
3. Вулканические серные месторождения и некоторые проблемы гидротермального рудообразования / Под ред. Г.М.Власова. — М.: Наука, 1973.
4. Гаррис М.А. Некоторые черты металлогении Урала по геохронологическим данным // Абсолютное датирование тектоно-магматических циклов и этапов оруденения по данным 1964 г. М., 1966. С. 153.
5. Грамберг И.С., Краснов Г.С., Айнемер А.И. и др. Гидротермальное сульфидное оруденение в океане // Сов. геология. 1990. № 12. С. 91.
6. Ельянова Е.А., Миронов Ю.В., Черкасов С.В. Связь гидротермальных процессов с вулканотектонической цикличностью развития высокоскоростных центров спрединга // Геология рудных месторождений. 1989. № 4. С. 103—107.
7. Ельянова Е.А. Формирование состава и строения руд при современном и древнем колчеданообразовании // Сов. геология. 1989. № 12. С. 17—26.
8. Жабин А.Г., Шарфман В.С., Самсонова Н.С. Реконструкция обстановки девонского вулканогенно-осадочного сульфидоотложения // Геология рудных месторождений. 1974. № 2. С. 60—75.
9. Жабин А.Г. Особенности рудных тел гидротермально-осадочной фации рудоотложения // Геология рудных месторождений. 1977. № 1. С. 51—69.
10. Заварицкий А.Н. О генезисе колчеданных месторождений // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1943. № 3. С. 3—17.
11. Заварицкий А.Н. Медные месторождения Урала // Вест. АН СССР. 1943. № 6. С. 42—50.
12. Знаменский В.С., Чеботарев В.В. Генетическая природа структур и текстур вулканогенных серных руд // Геология рудных месторождений. 1987. № 5. С. 84—95.
13. Краснов Г.С., Ельянова Е.А. Сравнительный анализ современного и древнего колчеданного рудообразования // Геология рудных месторождений. 1990. № 4. С. 76—88.
14. Кривцов А.И. Вулканизм эвгеосинклинальных зон Урала и колчеданообразования — М.: Недра, 1979.
15. Кривцов А.И., Шишаков В.Б. Распределение меди и цинка в колчеданных месторождениях Урала // Геология рудных месторождений. 1980. № 4. С. 57—70.
16. Логинов В.П. Значение серно-марказито-пиритовых месторождений из областей новейшего вулканизма для познания генезиса колчеданного оруденения древних геосинклиналей // Вулканизм, гидротермы и глубины Земли. Петропавловск-Камчатский, 1969. С. 85.
17. Малахов А.А., Малахов Д.А. Источники вещества медноколчеданных месторождений Моканского

- рудного поля на Южном Урале // Геология рудных месторождений. 1974. № 1. С. 40—51.
18. Пак А.В. Структура и некоторые вопросы генезиса Левихинских колчеданных месторождений на Среднем Урале // Колчеданные месторождения Урала. М., 1950.
 19. Самсонова Н.С., Жабин А.Г. Околорудный ореол гидротермально-осадочного месторождения // Геология рудных месторождений. 1981. № 1. С. 63—74.
 20. Смирнов В.И. Колчеданные месторождения // Генезис эндогенных рудных месторождений. М., 1968. С. 586—647.
 21. Татарко Н.И., Шигарев В.Г. Палеоструктурные элементы и колчеданное оруденение Подольского рудного узла // Тектонические и палеовулканические условия размещения колчеданных месторождений на Урале. Свердловск, 1986. С. 64—70.
 22. Щеглов А.Д. К металлогении рифтовых зон // Геология рудных месторождений. 1989. № 1. С. 13—25.

Региональная геология и тектоника

УДК 553.078

© Е.Н.Алтухов, 1995

Основные особенности размещения редкометалльных месторождений в региональных структурах континентов

Е.Н.АЛТУХОВ (ИМГРЭ)

Рассматриваются закономерности размещения эндогенных редкометалльных месторождений, генетически связанных с нормальными, субщелочными и щелочными гранитоидами, а также с карбонатами в связи с щелочными основными — ультраосновными породами в региональных структурах континентов. В общем структурном плане континентов редкометалльные гранитоиды различной кислотности — щелочности и их производные приурочены к структурам как фундаментов платформ, так и складчатых областей различного возраста. Редкометаллоносные щелочно-основные — ультраосновные породы с карбонатами расположены, как правило, в сегментах древних платформ.

По отношению к процессам эволюции земной коры редкометаллоносные магматиты подразделяются на прото- и дейтероорогенные или короформирующие и коропреобразующие. В геодинамическом отношении им соответствуют аккреционные, коллизионные и рифтогенные магматиты, а также магматиты горячих точек или плюмов.

К протоорогенным редкометалльным относятся лейкократовые и аляскитовые граниты, гранит-пегматиты и гранитные пегматиты, формировавшиеся в пределах тектонических структур с наиболее развитой земной корой сиалического профиля — в конседиментационных геоантиклинальных поднятиях, краевых и срединных массивах, результирующих поднятиях складчатых областей [3 и др.], а также в структурах гранит-зеленокаменных областей фундаментов древних платформ и эпикратонных складчатых областей. Главная особенность этих магматитов — сближенность времени их формирования и возраста вмещающих структурно-вещественных комплексов. От-

носительно спокойные тектонические условия их становления способствовали дифференциации гранитных магм и вызреванию их поздних фаз, обычно представленных сподумен-микроклин-альбитовыми пегматитами с крупными запасами рубидия, цезия, тантала, лития и других редких металлов. Наиболее ярко подобные процессы проявились в докембрии, в связи с чем большая часть упомянутых редкометалльных пегматитов размещается в докембрийских тектонических комплексах. Лишь месторождения альбит-сподуменовых пегматитов, заключающие крупные концентрации лития, формировались на протяжении и докембрийских, и фанерозойских тектонических эпох в сопоставимых объемах.

Сходство составов и металлогенической специализации редкометалльных гранитов и гранитных пегматитов различных тектонических зон земной коры при дискретном характере их размещения обусловлены, вероятно, однотипным глубинным строением соответствующих сегментов коры и сходными тектоническими обстановками формирования их родоначальных магм. В то же время, одновременность процессов становления этих магматитов указывает, возможно, на неодновременное вызревание конкретных сегментов коры на уровнях образования гранитных магм до петрохимически однотипной субстанции.

Распространение большей части редкометалльных гранитов, гранит-пегматитов и гранитных пегматитов в петрохимически родственной вмещающей среде служит основанием для их отнесения к когенетическому типу.

Многочисленные крупные месторождения редкометалльных пегматитов размещаются за пределами своих материнских корней, в

тектонических комплексах палеорифтогенных прогибов, среди вмещающих пород среднего, основного, а иногда и ультраосновного составов. По отношению к химизму этих пород редкометалльные граниты и гранитные пегматиты не комплементарны, инородны. Генетическая независимость редкометалльных гранитов и их производных от структурно-вещественных комплексов палеорифтогенных прогибов подтверждается отсутствием соответствующих крупных месторождений в энзиматических складчатых зонах, а также практической стерильностью современных океанических сегментов земной коры в отношении рассматриваемых типов редкометалльных гранитов. Все это служит основанием для отнесения данной группы месторождений редкометалльных пегматитов к типу эпигенетических.

Таким образом, редкометалльные месторождения, генетически связанные с гранит-лейкогранитами и аляскитами, наиболее отчетливо коррелируются с разновозрастными и гетерогенными поднятиями складчатых областей, а также с поясами гранито-гнейсовых и мигматито-гнейсовых куполов фундаментов древних платформ и эпикратонных складчатых областей. Нередко наблюдающееся размещение этих же магматитов в тектонических комплексах палеорифтогенных зон объясняется, видимо, повышенной проницаемостью последних, способствовавшей проникновению высокозрелых продуктов глубинных гранитных магм из соседних с тектоническими структурами сиалических корней в верхние ярусы земной коры. Характерные для рифтогенных комплексов разрывные нарушения и многочисленные геохимические барьеры благоприятствовали локализации пегматитовых жил и формированию пегматитовых серий.

Значительная группа редкометалльных месторождений генетически связана с субщелочными и щелочными гранитами, а также с карбонатитами щелочно-ультраосновных ассоциаций. Все они дейтероорогенные, а их формирование отражало одну из форм проявления разновозрастных процессов тектоно-магматических активизаций, преобразовывавших ранее созданные структуры земной коры. Размещение магматитов в земной коре носит наложенный, сквозьструктурный характер. По времени формирования они моложе вмещающих их геологических комплексов на сотни миллионов и даже миллиарды лет. За это время структура сегментов коры, в которых размещаются редкометаллоносные магматиты, многократно перестраивалась. Перестройка нарушала первоначальные взаимоотношения между структурами верхней и нижней коры, что в наибольшей мере свойственно регионам с покровно-надвиговым строением. Поэтому, вероятно, размещение эндогенных редкометалльных месторождений, генетически связанных с щелочными магматитами,

не обнаруживает отчетливой зависимости от структур верхней коры, в т.ч. от геоантиклинальных, а также результирующих поднятий. О независимости месторождений от структур верхних ярусов земной коры свидетельствуют и петрохимическая несовместимость редкометалльных магматитов и вмещающих их пород, литологическое разнообразие последних и др. Следовательно, в своем местонахождении щелочные магматиты оказались с готовой рудной нагрузкой.

Установлена отчетливо выраженная связь редкометалльных месторождений щелочных формационных типов с палеоструктурами рифтогенной природы (в т.ч. с дайковыми поясами эруптивных брекчий как форм проявления зачаточного рифтогенеза), наиболее предрасположенными к тектоно-магматическому оживлению или активизации и наиболее проницаемыми для глубинных флюидов и магматитов. Причем многие палеорифтогенные структуры развивались телескопированно, фокусируя эндогенную тектоно-магматическую активность на протяжении длительных отрезков геологической истории. Это говорит об активной роли палеорифтогенных структур в размещении разновозрастных глубинных магматитов и связанных с ними редкометалльных месторождений. К палеорифтогенным зонам приурочено большинство наиболее крупных эндогенных месторождений редких земель, иттрия, циркония. По отношению к структурно-вещественным комплексам собственно рифтогенных прогибов щелочные и субщелочные гранитоиды и щелочно-ультраосновные породы с карбонатитами являются когенетическими. Однако наиболее крупные месторождения иттрия, редких земель, ниобия, циркония и других редких элементов, связанные с этими магматитами, размещаются, как правило, в тектонических комплексах срединных массивов (микроконтинентов) или же рам палеорифтогенных прогибов. Иначе говоря, формирование крупных редкометалльных месторождений рассматриваемых типов происходило в контрастных, градиентных, условиях, отчетливо проявляющихся в тектонической и магматической зональности, геохимических и геофизических полях. По отношению к химизму вмещающих преимущественно сиалических пород эти месторождения являются эпигенетическими.

Особенности тектонической позиции однопипных дейтероорогенных субщелочных и щелочных гранитоидов, отражающие неоднородность глубинного строения конкретных зон их распространения, а также различие источников родоначальных материнских магм, условий продвижения их в коре и становления соответствующих магматитов предопределили своеобразие их металлогенической специализации. При этом дейтероорогенные гранитоиды первого поколения обычно принадлежат к типу плюмазитовых

редкометалльных, второго и последующих — к типу щелочных редкоземельно-редкометалльных. Выявлена корреляция вещественного состава и рудной нагрузки редкометалльных щелочных гранитоидов с сегментами структур, различающихся по времени возникновения зрелой континентальной коры и характеру ее эпиконтинентальных преобразований. Наиболее крупные по запасам месторождения редких земель, иттрия, ниобия и циркония связаны с палеорифтогенными структурами, развивавшимися на сиалическом фундаменте древних платформ и эпикратонных складчатых областей.

Анализ соотношения редкометалльных месторождений, связанных с нормальными, субщелочными и щелочными гранитоидами, с определяющими их позицию региональными тектоническими структурами, свидетельствует о том, что единых металлогенических поясов эндогенных редкометалльных месторождений рассматриваемых типов как близкоодновозрастных и сходно построенных металлогенических площадей не существует. Эти месторождения формируют дискретные ареалы, приуроченные к конкретным типам структур земной коры. В этой связи при оценке прогнозных ресурсов крупных территорий на редкие металлы необходимо прежде всего соотносить площади этих территорий с площадями участвующих в их строении потенциально редкометаллоносных тектонических структур.

Как отмечалось, в отличие от субщелочных и щелочных гранитоидов щелочно-ультраосновные породы с карбонатами размещаются преимущественно в сегментах древних платформ. Их формирование отражало процессы деструкции крупных блоков зрелой континентальной коры. Огромные размеры блоков, их слабые переработанность и тектоническая расчлененность по сравнению с фундаментными складчатых областей (что связано с формированием на кратонах крупных и слабо расчлененных структур платформенных чехлов) коррелируются с образованием наиболее глубоких по заложению разрывов земной коры в их пределах, нередко секущих верхнюю мантию или обусловленных глубинными эндогенными процессами в эпохи глобальной тектоно-магматической активизации. Применительно к рассматриваемой проблеме зоны разрывов, а также рифтогенные структуры в сегментах древних платформ и эпикратонных складчатых областей типизированы на телескопированные и резонансные. Последние отличаются меньшими геометрическими параметрами, большей плотностью и мобильностью условий формирования. Соответственно в пределах резонансных структур возникли в основном мелкие редкометалльные месторождения щелочных формационных типов. Пространственно резонансные структуры тяготеют к зонам сочленения древних платформ с активно развивавшимися в их обрамлении фанерозойскими геосинклинальными обла-

стями. Формирование же зон телескопированного рифтогенеза, напротив, было связано, вероятно, с длительным функционированием эндогенных источников энергии и вещества, отличавшихся большей глубиной, а тектонические условия выдвижения глубинных расплавов характеризовались многоактностью пульсаций и меньшей мобильностью, чем в зонах резонансных структур. Видимо, поэтому в телескопированных рифтогенных зонах и зонах длительно живущих разломов сосредоточены крупнейшие редкометалльные месторождения карбонатитового генезиса, а также наиболее дифференцированные и расслоенные плутоны рудоносных основных и ультраосновных пород. На отдельных примерах показано многокамерное развитие процесса формирования подобных плутонов [2].

Примечательно, что большая часть крупных редкометалльных карбонатитовых месторождений древних платформ проектируется на структурно-вещественные комплексы фундамента, метаморфизм которых протекал в условиях гранулитового и амфиболитового метаморфизма повышенных давлений [1 и др.], реализовавшихся при участии во флюиде углерода или углекислоты. Роль углекислоты весьма значительна при щелочном магмаобразовании, а при формировании редкометаллоносных карбонатитов она проявлена предельно выразительно. Этот факт служит одним из аргументов в пользу предположения о длительном (сотни миллионов и миллиарды лет) сохранении устойчивых связей между структурами различных ярусов земной коры и верхней мантией сегментов древних платформ. К подобному выводу пришел К.Л. Волочкович, исходя из анализа металлогенической специализации и вертикальной металлогенической зональности древних платформ.

Итак, размещение редкометалльных гранитоидов нормального, субщелочного и щелочного рядов, а также карбонатитов с щелочными базитами и гипербазитами характеризуется общими закономерностями. Распространение разновозрастных протоорогенных когенетических редкометаллоносных магматитов в наиболее зрелой сиалической коре, а эпигенетических в симатической коре определяет общность структурных условий их становления. Структурные условия становления и локализации дейтероорогенных редкометаллоносных магматитов были противоположными: когенетические магматиты размещаются в комплексах симатической коры, эпигенетические — в блоках сохранившейся в ходе деструкции коры сиалического профиля. Причем как прото-, так и дейтероорогенные редкометаллоносные магматиты наиболее продуктивны в эпигенетической позиции, что объясняется прежде всего градиентностью геохимических и геофизических полей в участках становления соответствующих пород. Глу-

бинные дейтероорогенные магматиты в эпигенетической позиции отличаются полифазностью и дифференцированностью, чему способствовал длительный многокамерный характер перемещения родоначальных магм в контрастных по химическому составу вмещающих породах и в условиях относительно стабильной тектонической обстановки. Наиболее крупные прото- и дейтероорогенные редкометалльные месторождения, за некоторым исключением, размещаются в докембрийских структурно-вещественных комплексах, активно влиявших на характер перемещения родоначальных магм, их локализацию и становление продуктивных магматитов.

Таким образом, изучение размещения эндогенных редкометалльных месторождений в региональных структурах континентов позволило установить новые закономерности, среди которых наиболее важное прикладное значение имеют следующие.

1. По отношению к химизму вмещающих геологических тел редкометаллоносные магматиты и связанные с ними месторождения занимают как когенетическую, так и эпигенетическую позицию.

2. Наиболее продуктивные редкометалльные магматиты занимают эпигенетическую позицию.

3. Отчетливо проявлена активная роль древних структур в процессах формирования, перемещения, локализации и станов-

ления продуктивных редкометаллоносных магматитов различного генезиса.

4. Выявлена преимущественная приуроченность редкометалльных карбонатитов к сегментам коры, в строении которых участвуют глубокометаморфизованные комплексы пород повышенных давлений.

Эти и другие региональные закономерности размещения эндогенных редкометалльных месторождений необходимо учитывать при их прогнозе и поисках. Различие в происхождении и условиях формирования отдельных групп эндогенных редкометалльных месторождений — объективная причина необходимости индивидуального подхода к их металлогеническому анализу и прежде всего к созданию целевых тектонических основ для редкометалльных прогнозно-металлогенических карт.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алтухов Е.Н., Похвистнева Е.А. О закономерностях размещения карбонатитов // Докл. АН СССР. 1988. Т. 298. № 3. С. 684—687.
2. Алтухов Е.Н., Гершаник С.Ю., Глазунов О.М., Мехоношин А.С. Тектоническая позиция и рудоносность базит-ультрабазитовых пород Северного Прибайкалья // Геология и геофизика. 1990. № 6. С. 56—64.
3. Волочкович К.Л. Структурно-тектонические критерии прогнозирования редкометалльного оруденения в складчатых областях фанерозоя // Методы металлогенических исследований для прогноза редкометалльного оруденения. М., 1986. С. 4—12.

УДК 553.411

© С.П.Летунов, М.А.Морозов, 1995

Геодинамические закономерности локализации золотого оруденения на юге Восточной Сибири

С.П.ЛЕТУНОВ, М.А.МОРОЗОВ (ИГТУ)

Многочисленные и разнотипные золоторудные месторождения рассматриваемого региона в основном размещены в пределах Саяно-Байкальской складчатой области, находящейся на стыке жесткой консолидированной плиты (южной части Сибирской платформы) и подвижных горно-складчатых областей Монголо-Охотского пояса. История формирования главных рудоконтролирующих структур данной области является историей длительного и сложного взаимодействия линейных плитотектонических и очагово-купольных структур различного ранга.

О том, что рассматриваемая территория прошла сложный полициклический путь развития, выраженный в неоднократной смене геодинамических обстановок сжатия, обстановками растяжения и стабилизации, свидетельствует развитие в ней разновозрастных

плитотектонических зеленокаменных поясов и офиолитовых комплексов (позднеархейских, раннепротерозойских, позднепротерозойских и раннепалеозойских [8, 20]) и разновозрастных активизационных образований типа магматогенных очагово-купольных структур, вулканических поясов и сложнопостроенных вулканоплутонов (позднепротерозойских, раннепалеозойских, ранне- и позднемезозойских [5, 12]). Указанные образования как бы зонально опоясывают южный выступ Сибирской платформы (рис. 1). При этом нередко наблюдаются пространственное вложение одних структурно-формационных зон в другие и окаймление ими небольших жестких глыб типа Муйской, Шарыжалгайской, Гарганской.

На основании указанных закономерностей следует, что крупные тектонические

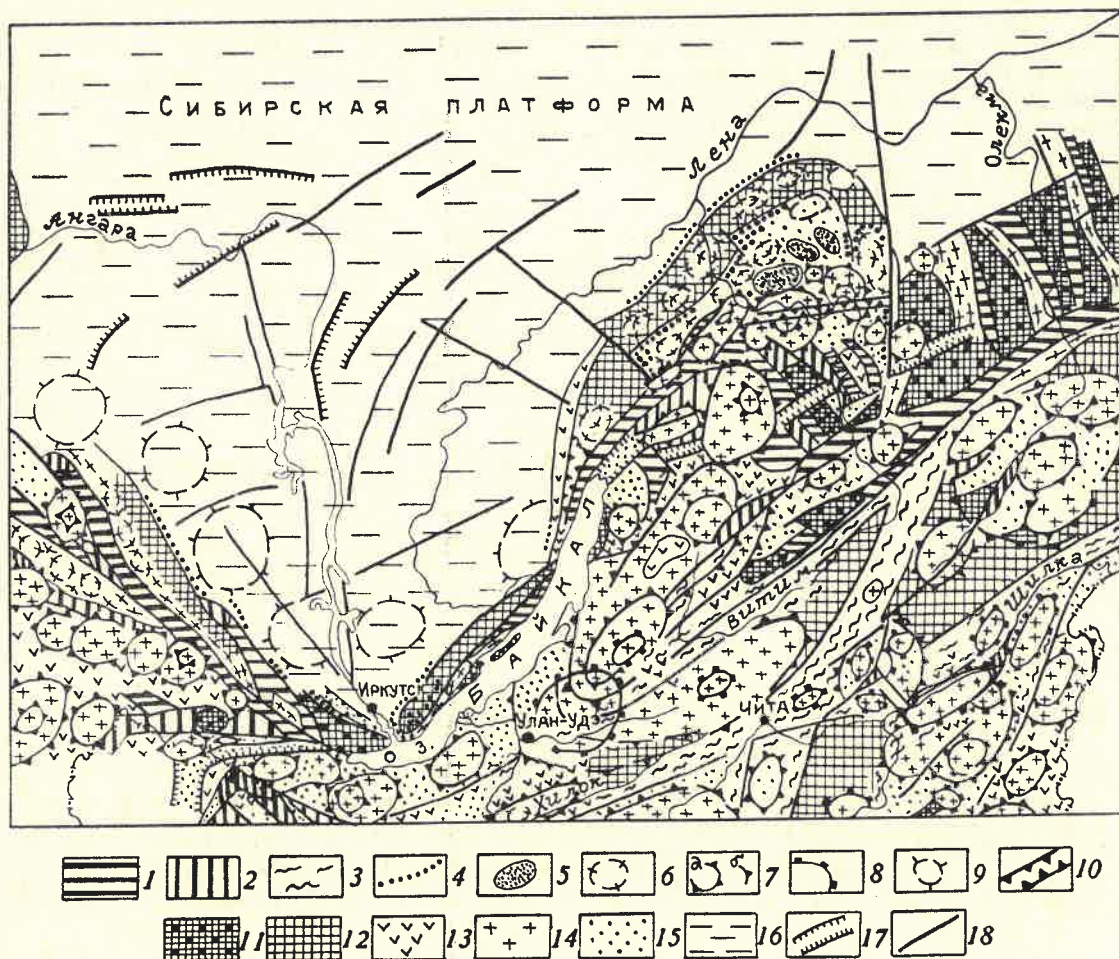


Рис. 1. Тектоническая схема золотоносных образований краевых структур Сибирской платформы (с использованием данных П.М.Хренова, Г.Я.Абрамовича, М.П.Лобанова и др. [20]):

рудопroduцирующие структурно-металлогенические образования: 1 — раннедокембрийские зеленокаменные пояса, 2 — позднедокембрийские и раннепалеозойские офиолитовые зоны, 3 — реликты интенсивно гранитизированных и метаморфизованных зеленокаменных поясов, 4 — горизонты золотоносных конгломератов, 5 — горизонты золотоносных черносланцевых толщ; разновозрастные рудогенерирующие структурно-металлогенические образования: 6 — докембрийские гранитоидные купола и валы, 7 — автохтонные гранитосводовые структуры позднепротерозойской-среднепалеозойского возраста (а — установленные, б — предполагаемые); 8 — интрузивно-купольные структуры позднепалеозой-мезозойского возраста, 9 — кольцевые структуры неясного генезиса и возраста, 10 — зоны тектоно-метасоматической проработки; структуры докембрийского субстрата: 11 — архейские глыбы, 12 — ранне-, позднепротерозойские антиклинорные поднятия; разновозрастные рудовещающие комплексы складчатого обрамления: 13 — осадочно-вулканогенные и вулканические, 14 — гранитоидные, 15 — осадочные и осадочно-метаморфические образования; 16 — осадочный чехол Сибирской платформы; 17 — кайнозойские впадины и разломы «байкальского типа»; 18 — разнотипные разрывные нарушения

события, протекавшие на рассматриваемой территории, и их периодичность во многом определялись геодинамическим поведением Сибирской платформы, которая в те или иные периоды времени выступала в качестве мобильной литосферной плиты. Различными авторами при изучении ими краевых геологических структур установлены разнообразные вектора ее дрейфа: юго-западные [9, 10], юго-восточные [11, 13], южные [1, 6], восточные [14] и реже северные [17]. Амплитуды данных горизонтальных смещений, вероятно, варьировали от нескольких десятков, сотен и, возможно, до 1000 км.

Столь мобильное поведение платформы

неизбежно определяло тектонический режим того или иного рудного района, находящегося в пределах ее складчатого обрамления. В случае расположения этого района во фронтальной части надвигавшейся литосферной плиты, в нем идет развитие коллизионных структур, главными из которых являются мозаично-блоковые, шарьяжно-надвиговые, покровно-складчатые и структуры регионального тектонического сучивания и офиолитового меланжирования.

Если данный район расположен в тыловой зоне такой плиты, то в его пределах будет осуществляться троговое раскрытие континентальной коры и заложение деструктив-

ных структур депрессионного типа с проявлением в них континентального и океанического типов магматизма, а иногда и без таковых. При нахождении рудного района на фланге сменяющейся плиты, его тектонические структуры характеризуются оформлением сквозных зон разрывных нарушений сдвигового типа, в которых и происходит основная разрядка тектонических напряжений. Данные сложнопостроенные зоны нередко контролируют положение узких вулканических поясов и зон, в пределах которых развивается средне-основной вулканизм континентального типа. На бортах этих впадин в обстановке относительной тектонической стабилизации идет оформление активизационных очагово-купольных структур, в центральных частях которых и по их периферии нередко расположены гранитоидные и гранитные массивы, а также вулканические и вулканоплутонические образования.

В указанной геодинамической обстановке, когда только на протяжении мезозойской эпохи отмечались 4—6-кратные смены периодов сжатия обстановками растяжения и последующего тектонического покоя [16], деятельность рудно-магматических центров эндогенной активности носит отчетливый пульсирующий характер. Как установлено, максимумы вулканоплутонической активности функционирующих очагово-купольных структур приходятся на периоды ослабления сжимающих усилий. Минимальная активность рассматриваемых центров, а порой и полное ее прекращение, наоборот, отмечается в периоды усиления регионального сжатия, столь характерного для коллизионных обстановок. При этом происходит осложнение, а иногда и полное разрушение надвигающимися блоками ранее созданных купольно-кольцевых морфоструктур. В итоге подобных тектонических перестроек формируются сложнопостроенные блоково-купольные, надвигово-купольные и линейно-блоковые рудоконтролирующие структуры, сочетающие в себе парагенезис разновозрастных кольцевых и линейных форм.

В истории исследуемого региона максимумы проявления золоторудной минерализации приходятся на различные структурно-вещественные комплексы, степень рудонасыщенности которых не зависит от их возраста. Богатое золотое оруденение фиксируется: 1) в позднеархейских кристаллических комплексах гранулит-тоналитового типа, это золото-кварцевая формация ирокиндинского минерального типа, развитая в фундаменте Муйской глыбы; 2) в раннедокембрийских (PR₁) комплексах зеленокаменных поясов, в которых оруденение представлено золото-кварц-сульфидной (корзаковский тип), золото-кварцевой (юбилейненский) и золотоносной березит-лиственитовой (уряхско-ирбинский) формациями, типичными

для Бирюсинского и Северо-Байкальского рудных районов; 3) в позднедокембрийских (PR₂) черносланцевых толщах, выполняющих краевые терригенные прогибы типа Бодайбинского синклинория. Наиболее распространена здесь золото-сульфидная формация прожилково-вкрапленного, т.е. сухоложского морфологического типа и золото-кварцевая формация догалдынского типа; 4) в позднепротерозойско-раннепалеозойских терригенно-карбонатных и кремнистых толщах Китойского и Бирюсинского прогиба с типичными для них золото-полиметаллической (тип ергожу) и золото-кварц-полисульфидной (зун-холбинский) рудными формациями, имеющими черты вулканогенно-осадочного происхождения; 5) в раннепалеозойских базит-гипербазитовых комплексах, развитых в офиолитовых зонах. Здесь типичны золотоносные медно-никелевая (довыренский тип), платино-хромитовая (иликанский) и титаномagnetитовая (харловский) формации Северо-Байкальского и Муйского рудных районов; 6) в позднепалеозой-мезозойских вулканоплутонических комплексах пестрого состава, представленных в активизационных вулканотектонических структурах Забайкалья. Для них характерны золото-кварцевая (любавинский тип), золото-полисульфидная (дарасунский) и золото-серебряная (балейский) рудные формации; 7) в позднемезозой-кайнозойских комплексах с повсеместно развитой в них формацией золотоносных россыпей и, реже, формацией золотоносных кор выветривания куранахского типа.

Возрастная датировка золотого оруденения того или иного месторождения — весьма сложная проблема и за редким исключением решается с большой неопределенностью. Данное обстоятельство дополняется и полигенным характером золоторудной минерализации и большой его временной растянутостью, т.е. полихронностью.

Однако независимо от возрастного положения золото во многих исследованных рудных районах имеет сходные черты поведения, главной из которых является тенденция его накопления и увеличения уровня концентрации в продуктах более поздних стадий или этапов рудного процесса. Как правило, ранние минеральные ассоциации, имеющие значительное площадное распространение при низких содержаниях в них металла, имеют более или менее устойчивые уровни концентрации, тогда как в поздних распределение золота крайне неравномерное. Во многих случаях установлено, что рудные образования ранних стадий являются более сульфидными и простыми по составу, чем поздние ассоциации, которые более золотоносны и набор сульфидных минералов в них значительнее. В этом же направлении идет увеличение кварцевой составляющей, в связи с чем продуктивные ассоциации обычно относятся к золото-

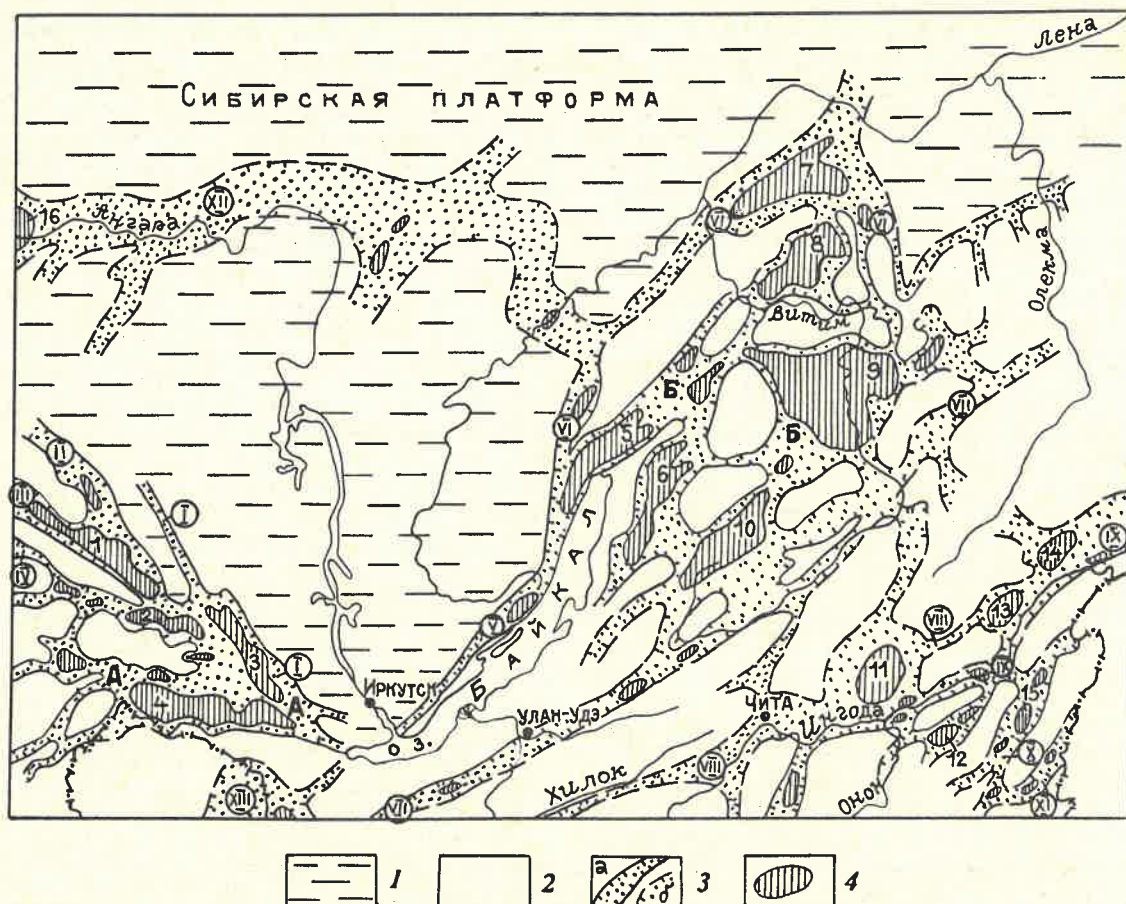


Рис. 2. Закономерности распределения золоторудной минерализации (использованы опубликованные данные В.В.Левичко, В.В.Иванова, Г.М.Мейтува, Г.И.Князева, Ю.И.Тверетинова):

1 — южная часть Сибирской платформы; 2 — глыбово-складчатое обрамление платформы; 3 — контуры золотоносных поясов и зон (а — установленные, б — предполагаемые); 4 — рудные районы: 1 — Бирюсинский, 2 — Центрально-Саянский, 3 — Урикский, 4 — Китойский, 5 — Северо-Байкальский, 6 — Котерско-Намаминский, 7 — Патомский, 8 — Бодайбинский, 9 — Муйский, 10 — Ципиканский, 11 — Дарасунский, 12 — Бaleyский, 13 — Карийский, 14 — Давенда-Ключевской, 15 — Ново-Широкинский, 16 — Южно-Енисейский; рудные пояса: А — Кызыл-Китойский, Б — Байкало-Муйский; рудные зоны: I — Присаянская, II — Тагульская, III — Канско-Бирюсинская, IV — Кизир-Удинская, V — Прибайкальская, VI — Байкало-Патомско-Нечерская, VII — Джида-Бамбуйско-Коларская, VIII — Хилок-Ингодинская, IX — Пришилкинская, X — Газимурская, XI — Борзинско-Уровская, XII — Ангаро-Тунгусская, XIII — Джидинская

кварцевому промышленно-минеральному типу. В тех случаях, когда ранние ассоциации обогащены слабозолотоносным кварцевым материалом, то более поздние и продуктивные ассоциации характеризуются появлением богатой ассоциации сульфосольных минералов, содержание которых в общем объеме кварцевой составляющей невелико, и руды относятся к тому же золото-кварцевому промышленно-минеральному типу.

Другой характерной особенностью поведения золотоносных систем является то, что особенно контрастное и разнообразное по составу оруденение характерно для тех структурно-вещественных комплексов, которые отличаются изначально повышенными уровнями золотоносного фона. К таким образованиям, как известно, относятся зеленокаменные пояса [15, 20] и офиолитовые комплексы [8, 18], за счет неоднократной тектоно-магмати-

ческой переработки которых и формировались золотоносные эндогенно-рудные системы. По этой причине зеленокаменные и офиолитовые пояса определяют положение наиболее крупных металлогенических подразделений, а, именно, золоторудных поясов (Байкало-Муйский) и золоторудных зон (Канско-Бирюсинская, Ципикано-Бамбуйско-Коларская и др.) (рис. 2).

Менее региональные линейные металлогенические единицы возникают при переработке других золотоносных структурно-вещественных комплексов, имеющих более ограниченное распространение, таких как горизонты черносланцевых толщ, выполняющих узкие линейные прогибы (например, Байкало-Патомско-Нечерская рудная зона) и терригенно-карбонатных отложений (Кызыл-Китойская). К рудным зонам третьего порядка отнесены таковые, развитые в кон-

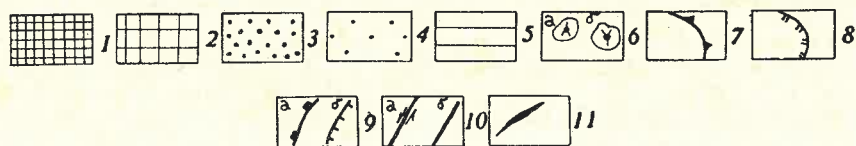
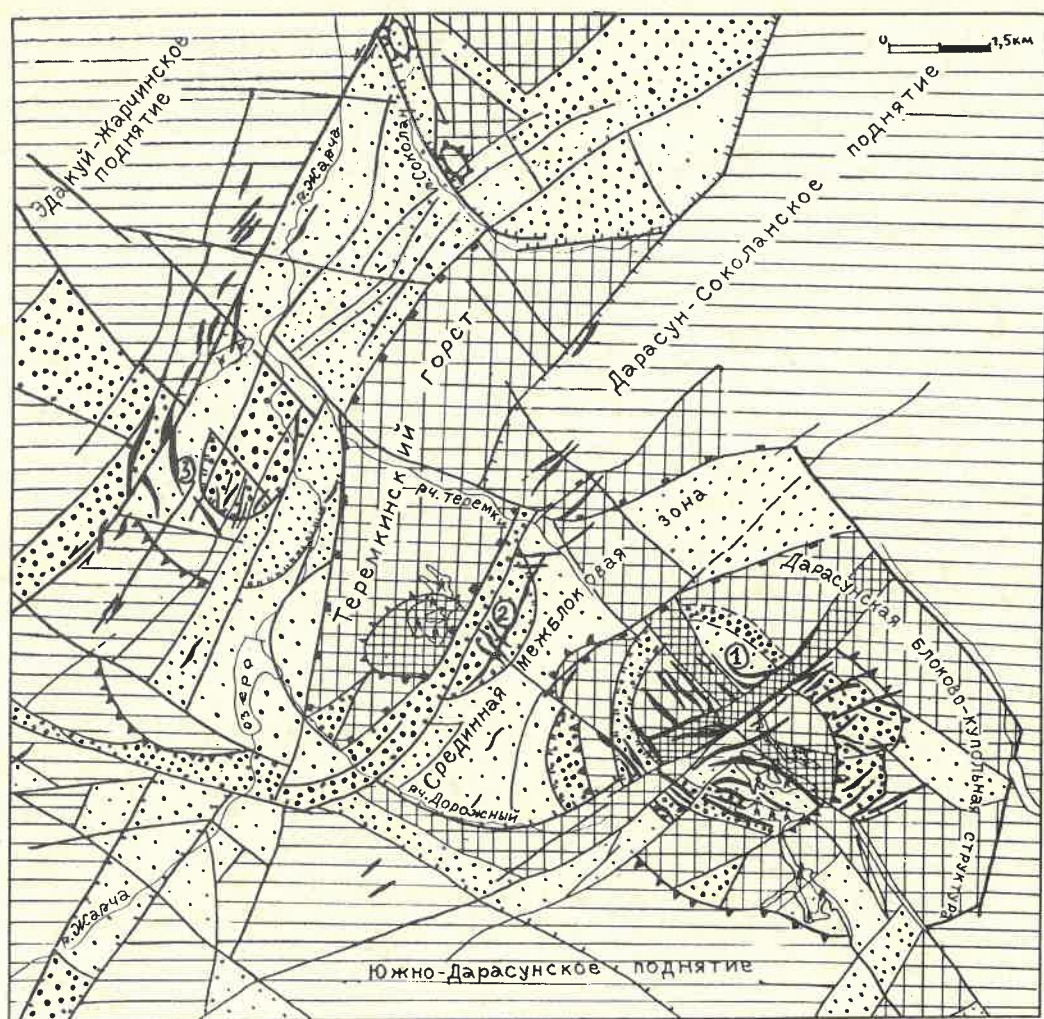


Рис. 3. Соотношение кольцевых структур эндогенно-рудных концентров и линейно-блоковых структур регионального плана на примере Дарасунского рудного узла:

горстовые структуры: 1 — наиболее поднятые, 2 — наименее поднятые; грабенообразные и рамповые структуры: 3 — наиболее опущенные, 4 — менее опущенные; купольно-кольцевые структуры: 5 — гранито-сводовые поднятия, 6 — штоки и каркасные интрузии субвулканических гранитов (а — гранодиорит-порфиры, б — гранит-порфиры), 7 — вулканокупольные поднятия, 8 — кальдерообразные сегментарно просевшие блоки; разрывные нарушения: 9а — взбросы, 9б — сбросы, 10а — сдвиги, 10б — разломы с неясным типом подвижки; 11 — золоторудные тела (месторождения: 1 — Дарасунское, 2 — Теремкинское, 3 — Талатуйское)

турах распространения отложений слабозолотоносных конгломератов (Тагульская, Прибайкальская, Присаянская).

Находящиеся в пределах слабозолотоносных отложений гранитогнейсовые структуры очагово-купольного типа выступают в качестве энергетических центров, способствующих «отгонке» золота в межкупольные зоны с дальнейшей его переконцентрацией в более локальные металлогенические образования [12, 19]. Контуры этих очагово-купольных структур часто соответствуют гра-

ницам крупных, изометричных в плане, металлогенических подразделений типа рудных областей и районов, таких как Дарасунский, Карийский. Межкупольные зоны, в свою очередь, отвечают градации более локальных рудных районов (Китойский, Ципиканский и др.), реже рудных узлов (Дарасунский (рис. 3) и др.). Границы рудных узлов и полей определяются контурами более крупномасштабных и энергетически значимых рудоконтролирующих структур, таких как интрузивно-купольные, вулкано-

купольные, интрузивно-контактовые зоны, дайковые пояса, разломные зоны, кальдеры и т.п., в которых происходит дальнейшее перераспределение металла.

Из вышеприведенного следует, что золоторудная минерализация встречается как в разновозрастных, так и в разнотипных геотектонических и геологических структурах. Главное условие их перспективности — наличие слабозолотоносного фундамента. Местоположение самого рудного объекта определяется не каким-то конкретным типом геологической структуры, а теми блоками земной коры, в которых геодинамический режим был весьма активным. Подобный режим способствовал максимальной тектонической и магматической проницаемости рудовмещающего блока, определял масштабы предрудной проработки и переконцентрации золота. Наиболее перспективные из аналогичных по строению и рангу металлогенические объекты имели более долгоживущий центр (центры) эндогенной активности и характеризовались большей многоэтапностью протекающих процессов.

Тип геодинамического режима определял тип рудолокализирующих структур. В условиях сжатия — это сложнопостроенные зоны взбросо-надвиговых и сдвиговых структур. В этапы стабилизации основные рудовмещающие структуры — радиально-концентрические системы разрывных нарушений эндогенно-рудных концентров, а в этапы растяжения — сложноорганизованные сбросовые системы. При пульсирующем тектоническом режиме, когда идет смена геодинамических обстановок, рудовмещающими структурами могут оказаться и те и другие. Однако больший промышленный уровень золотоносности будет характерен для тех из них, которые оформились в заключительный этап рудообразования.

В условиях, когда оруденение приурочено к участкам с полициклическим развитием и, как следствие, имеющим наибольшую степень сложности геологического строения, на одно из первых мест среди поисковых признаков выходит показатель, имеющий несколько названий: тектоническая сложность, раздробленность и напряженность [4], или сложность геологического строения [2].

Один существенный недостаток в использовании этого важного показателя, явно снижающий прогностическую ценность, — рассмотрение его как простого градиента структурной анизотропии, подсчитываемого по сумме встреченных структурных элементов (числа или длины разломов, даек, длины контактов геологических тел, числа встреченных петрографических разностей и т.п.). Этот традиционный подход обусловлен парадигмой о наличии обязательной линейной зависимости между интенсивностью тектонических условий и густотой образующихся при этом тектонических элементов, т.е. числа разломов, мелких трещин, складок. При

этом неявно подразумевается, что чем больше тектоническая раздробленность того или иного участка, тем больше он претерпел и тектонических перестроек. В обоих случаях не учитывается то обстоятельство, что данный процесс может быть и нелинейным, т.е. при неоднократных этапах тектонических деформаций, наряду с новообразованными, большинство трещинных систем просто подновляется. Эта вероятность подновления ранее заложенных деформационных систем и упускается из вида. Учесть указанную вероятность представляется возможным только в контексте увязки событий с фактором геологического времени, т.е. проводить анализ геологической ситуации с помощью градиента структурно-временной анизотропии, который в данном случае логичнее отразить в понятии о «тектонической зрелости структуры».

Степень тектонической зрелости той или иной геологической структуры может быть определена только по отношению к подобным ей, развитым на данной территории, но отличающейся от них большей структурой организацией (большей симметричностью), т.е. полнотой оформления всего структурного ансамбля. При этом рассматриваемая структура характеризуется не столько повышенной тектонической раздробленностью, сколько присутствием долгоживущих, неоднократно подновляющихся тектонических элементов, число которых превышает таковые в соседних структурах. Именно этот показатель достоверно указывает на большую длительность функционирования тех или иных центров эндогенной активности и многоэтапность их формирования.

Учитывая указанные выше обстоятельства, в первом приближении степень тектонической зрелости можно выразить через коэффициент тектонической зрелости K , рассчитываемый по формуле:

$$K = \frac{1}{S} \left(T_1 \frac{\Sigma l_1}{m_1} + T_2 \frac{\Sigma l_2}{m_2} + \dots + \frac{\Sigma l_n}{m_n} \right),$$

где T — число тектонических этапов подновления рассматриваемой системы разрывных нарушений; m — число тектонических элементов этого типа разрывов; Σl — суммарная протяженность тектонических элементов данного класса; S — площадь элементарной ячейки (или рассматриваемой структуры).

Нами для определения возрастных взаимоотношений разрывных нарушений разработана оригинальная методика, получившая название метод усредненных векторов мегатрещиноватости (метод УВТ), представляющая собой дальнейшую разработку морфометрического метода мегатрещиноватости И.Г. Гольбрайха [7].

Практика использования этого метода на эталонных золоторудных месторождениях Забайкалья (Дарасунском, Любавинском и Карийском), выполненного на топокартах

различного масштаба (от 1:500 000 до 1:25 000), показывает хорошую сходимость полученных контуров перспективных площадей с границами уже известных металлогенических подразделений.

В ходе исследований установлено, что коэффициент тектонической зрелости для сложных рудоносных систем нелинейного типа развития можно рассматривать как меру их негэнтропии (по Л.Бриллюэну [3]), или структурности, которая складывается из трех составных частей: структурной неоднородности дорудного фундамента; структурной неоднородности, создаваемой тектонофлюидными системами, возникшими в процессе рудообразования; структурной неоднородности, возникшей под воздействием регионального тектонического поля напряжений, существовавшего в рудный период. И в зависимости от того, какая из этих энергий структурирования больше, идет оформление либо купольно-кольцевых структур эндогенно-рудной системы, либо региональных плитотектонических структур. Если режим регионального тектонического поля напряжений был неустойчивым по интенсивности, то будут присутствовать структурные парагенезисы той и другой системы. В случае, когда два рассматриваемых типа энергий структурирования были незначительными по величине, т.е. региональная и локальная тектонические обстановки характеризовались относительной стабилизацией и покоем, то определяющими останутся структуры рудовмещающего фундамента.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Александров В.К. Надвиговые и шарьяжные структуры Прибайкалья. — Новосибирск: Наука, 1990.
2. Богацкий В.В., Суганов Б.И. Пространственно-статистический анализ сложности геологического строения и его применение в металлогенических целях // Докл. АН СССР. Серия Геология. 1968. Т. 181. № 1. С. 165.
3. Бриллюэн Л. Наука и теория информации. — М.: Физматгиз, 1960.
4. Булкин Г.А., Неженский И.А. Модели для количественного прогнозирования минерального сырья. — Л.: Недра, 1991.
5. Бухаров А.А. Зоны протоактивизации земной коры, их геологические и металлогенические особенности // Тектоника Сибири. Т. XII. Тектоника активизированных областей. Новосибирск, 1985. С. 7—12.
6. Гладков В.Г., Никитин В.П., Хренов П.М. Поля напряжений и геологические структуры южной части Сибирской платформы и ее обрамления (по данным моделирования) // Тектоника Сибири. Т. V. Принципы тектонического районирования. М., 1972. С. 204—209.
7. Гольбрайх И.Г., Заболуев В.В., Ласточкин А.Н. и др. Морфоструктурные методы изучения тектоники закрытых платформенных нефтегазоносных областей. — Л.: Недра, 1968.
8. Добрецов Н.Л. Офиолиты и проблемы Байкало-Муйского офиолитового пояса // Магматизм и метаморфизм зоны БАМ и их роль в формировании полезных ископаемых. Новосибирск, 1983. С. 11—19.
9. Замараев С.М., Мазукабзов А.М., Рязанов Г.В. и др. Древняя структура земной коры Восточной Сибири. — Новосибирск: Наука, 1975.
10. Зоненшайн Л.П. Модель развития геосинклинального процесса (на примере Центрально-Азиатского пояса) // Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. М., 1974. С. 11—34.
11. Иванов А.И., Рязанов Г.В. Структурно-кинематический анализ Патомского нагорья. — Новосибирск: Наука, 1992.
12. Комаров Ю.В., Копылов Э.Н. Орогенная металлогения Сибири // Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. XV. Металлогения Сибири. — М., 1988. С. 46—52.
13. Кравчинский Н.Я. Палеомагнетизм и палеотектоническая эволюция континентов. — Новосибирск: Наука, 1979.
14. Кушев В.Г. Байкальская горная область как пример древней зоны сочленения литосферных плит // Геология и геофизика. 1976. № 8. С. 11—25.
15. Левицкий В.В. Структура и зональность золотого оруденения в типичном рудном поясе Сибири // Вопросы генезиса и закономерности размещения эндогенных месторождений. М., 1966. С. 316—327.
16. Летунов С.П. О роли горизонтальных перемещений блоков земной коры при формировании мезозойских структур Пришилкинской мобильной зоны // 100 лет Государственной геологической службе Восточной Сибири. Иркутск, 1988. С. 12—13.
17. Разломы и эндогенное оруденение Байкало-Амурского региона. — М.: Недра, 1982.
18. Рундквист Д.В. Особенности геологического развития и металлогении байкалид // Основные проблемы рудообразования и металлогении. М., 1990. С. 44—65.
19. Семинский Ж.В., Филонюк В.А., Корж В.В. и др. Модели рудных районов и месторождений Сибири. — М.: Недра, 1994.
20. Хренов П.М., Абрамович Г.Я., Лобанов М.П. и др. Металлогения краевых структур Сибирской платформы // Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. XV. Металлогения Сибири. М., 1988. С. 100—113.

УДК 550.311:551.242:553.078

© Г.Е.Завьялов, Ф.И.Исламов, 1995

Геодинамические условия позднепалеозойской металлогении Кураминской структурно-формационной зоны

Г.Е.ЗАВЬЯЛОВ, Ф.И.ИСЛАМОВ (ГГП «Ташкентгеология»)

Чаткало-Кураминские горы имеют северо-восточную ориентировку, не согласующуюся с субширотным и северо-западным про-

стираниями главнейших структур Тянь-Шаня. Это объясняется изменением плана деформаций в локальном пространстве в

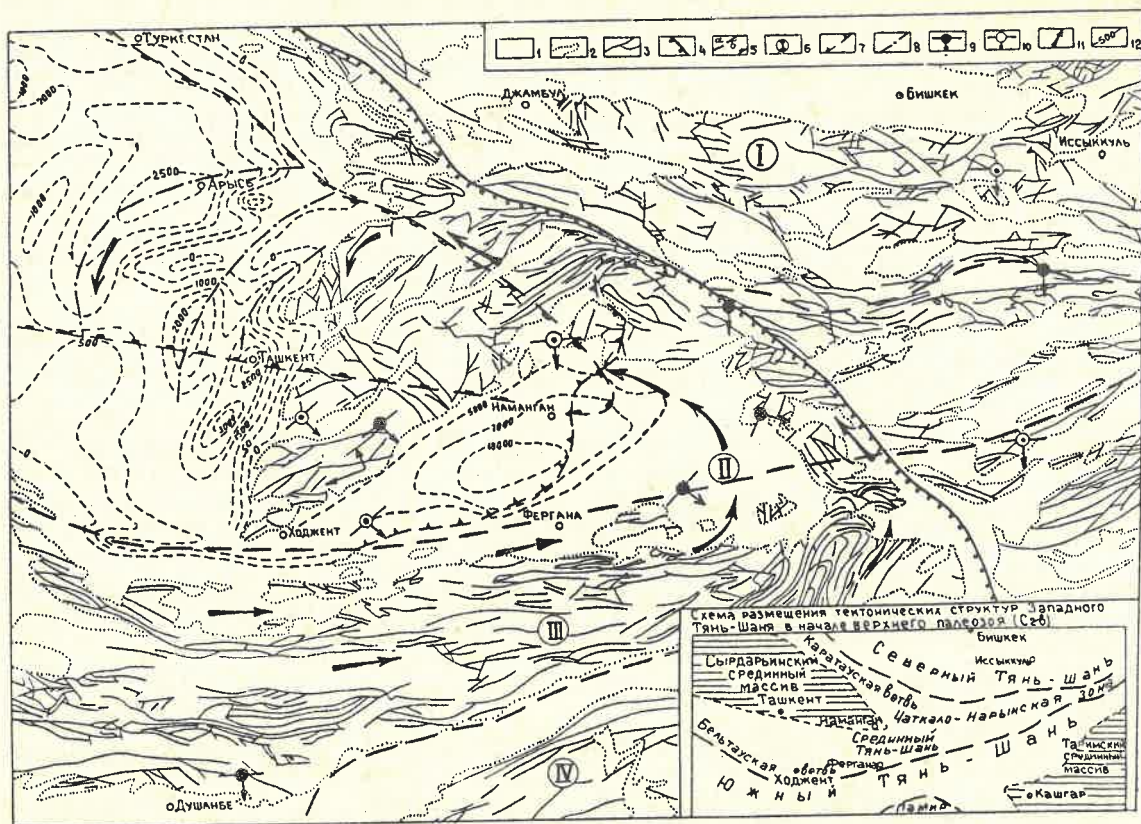


Рис. 1. Схема автономного перемещения Чаткало-Кураминского региона в позднем палеозое (составлена с использованием Металлогенической карты СССР м-ба 1:2 500 000, 1967; Схемы направления векторов остаточной намагниченности базальных слоев перми Западного Тянь-Шаня, 1992 и др.);

1 — мезозойские и кайнозойские отложения; 2 — контуры выходов палеозойских пород; 3 — разломы; 4 — Таласо-Ферганский «буферный» разлом; 5 — границы тектонических структур Западного Тянь-Шаня (а); контур Сырдарьинского срединного массива (б); 6 — тектонические структуры (I — Северный Тянь-Шань, II — Срединный Тянь-Шань, III — Южный Тянь-Шань, IV — Памир); 7 — граница аллохтона Южного Тянь-Шаня на Срединном; 8 — дуговые разломы в плите Сырдарьинского массива, сопряженные с перемещением Чаткало-Кураминского региона; 9 — направления древних векторов остаточной намагниченности; 10 — местоположение и направления средних (вычисленных) палеомагнитных векторов; 11 — направления тектонических перемещений блоков; 12 — изогипсы фундамента мезокайнозойских пород

результате воздействия жесткого упора, существовавшего на месте Ферганской долины. Однако геологические и геофизические данные последних лет не подтвердили этой гипотезы. Было установлено, что под покровом кайнозойских и мезозойских отложений долины развиты геологические формации, идентичные Кураминским на севере и Туркестано-Алайским на юге. Соприкосновение этих типов разрезов предполагается в районе поймы р.Сырдарья от г.Моголтау к г.Фергана и далее к верховьям р. Афлатун до Таласо-Ферганского разлома.

Таким образом, отсутствие жесткого упора, якобы меняющего план деформаций, требует другого объяснения причин формирования структуры Чаткало-Кураминского региона. Нет объяснения также автономности проявления вулканизма позднеорогенных стадий развития Кураминской структурно-формационной зоны, не укладывающейся в этот период в концепции развития по типу активной континентальной окраи-

ны, а также уникальному насыщению зоны проявлениями эндогенной рудной минерализации.

В результате комплексного анализа геологической, геофизической и металлогенической информации нами построена модель двухъярусного перемещенного тектонического блока Чаткало-Кураминского региона, сформированного в системе горизонтальных тектонических движений в Западном Тянь-Шане, следствием которых явились: арсальное развитие позднепалеозойского вулканизма; очаговой (узловой) и поясовый характеры проявления и размещения месторождений полезных ископаемых; особенности их локализации; неоднородная рудная продуктивность различных участков блока.

На наличие автономного вращения блока Чаткало-Кураминского региона было обращено внимание А.Г.Ахматовым и Н.Т.Ланшиковым, сопоставившими палеомагнитные данные Кураминской палеовулканической области с данными по Европе и Сибири [2].

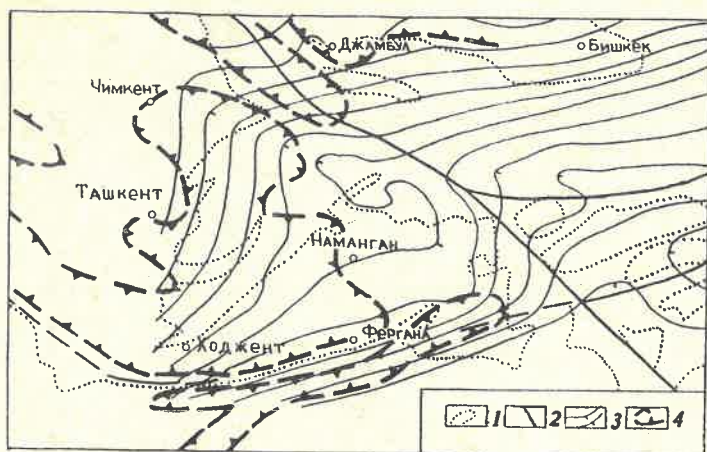


Рис. 2. Схема гравитационного поля Западного Тянь-Шаня (по М.А.Фаворской, 1983) и размещение магнитовозмущающих масс (по Б.Б.Таль-Вирскому, 1982):

1 — контуры выходов палеозойских пород; 2 — разломы; 3 — изолинии регионального гравиметрического поля (штрихи направлены в сторону убывания поля); 4 — контуры площадей размещения магнитовозмущающих масс

Было установлено, что по сравнению с современным направлением поля для обратной полярности ($D_c = 180^\circ$; $J_c = -60^\circ$) среднее наклонение вектора остаточной намагниченности Курамы составляет 40° . Это явление объясняется тектоническим поворотом блока Чаткало-Кураминского региона на $30\text{—}50^\circ$ против часовой стрелки.

Данные по среднему наклонению вектора намагниченности показали, что этот блок находился в течение позднего палеозоя несколько южнее своего современного положения. Для сравнения с данными по России было скорректировано взаимоположение тектонических блоков, вследствие чего сделан вывод о том, что Европейский континент и Сибирь в среднем палеозое испытали вращение по часовой стрелке на 60° . Таким образом, относительный поворот между Европейским блоком и блоком Чаткало-Кураминского региона составил 100° . Авторами этих исследований было отмечено, что разницу в 40° удобнее не связывать с положением Европейского континента, а относить за счет независимого поворота Чаткало-Кураминского региона против часовой стрелки.

На повороте Ферганского сектора Тянь-Шаня против часовой стрелки, смещение части Тянь-Шаня по Таласо-Ферганскому разлому и дополнительные повороты отдельных ее блоков при общем смещении территории на северо-запад обратил внимание в 1991 г. Д.И.Муратов. К подобному же выводу привели палеомагнитные данные по базальным слоям перми. В.Л.Клишевичем, Ю.С.Ржевским и другими [6] было отмечено, что ориентировки склонений палеомагнитных векторов в блоках, расположенных к востоку и западу от Таласо-Ферганского разлома, различны и особенно большие их вариации характерны для Ферганского хребта (рис. 1).

Эти данные позволили сделать вывод о том, что палеомеридиан (к началу перми) блоков Северного и Среднего Тянь-Шаня к востоку от Таласо-Ферганского разлома близок к современному. К западу же от этого разлома азимуты палеомеридианов отклоняются от современного на 40° и более

против часовой стрелки. Такое взаиморасположение векторов позволяет предполагать, что западнее Таласо-Ферганского разлома тектонические блоки испытали поворот против часовой стрелки.

Косвенно к такому же выводу приводит анализ морфологии регионального гравитационного поля и современное расположение магнитовозмущающих масс (рис. 2).

Не противоречат представлению о повороте региона против часовой стрелки и данные Т.Н.Далимова и других исследователей о характере зональности гранитоидов карамазарского комплекса как показателя развития Кураминской зоны по типу андийской окраины в башкирском веке [4]. Возвращение региона к положению, существовавшему на период внедрения карамазарских магматических масс, приводит к субширотной ориентировке поясов их петрохимической зональности, что вполне увязывается с общим направлением структурно-формационной зональности Западного Тянь-Шаня. Таким образом, можно предполагать, что в режиме активной окраины регион развивался до завершения средней стадии орогенного этапа герцинского тектономагматического цикла.

Перемещение пластины Чаткало-Кураминского блока вполне согласуется с концепцией тектоники Западного Тянь-Шаня, принятой А.К.Бухариным, В.Д.Брежневым и др. [3]. Большое значение в процессе формирования структурно-тектонического плана этой территории имеют региональные сдвиги. Сдвиг структур Южного Тянь-Шаня в восточном направлении на $300\text{—}400$ км вызвал образование в среднекаменноугольное время Таласо-Ферганского правого сдвига, амплитуда горизонтального перемещения по которому составляет 200 км. Этот механизм противонаправленных горизонтальных перемещений привел к выжиманию покровов Южно-Букантауской зоны на Средний Тянь-Шань и сдвиг покровов последнего вдоль Таласо-Ферганского разлома на северо-запад. Следы сдвига отчетливо просматриваются в структурах «волочения», фиксируемых по выкучиванию

Систематика ведущих процессов рудообразования Кураминской металлогенической зоны в пределах Узбекистана (составил Г.Е.Завьялов с использованием материалов А.А.Малахова, М.И.Моисеевой, И.М.Голованова, А.П.Титовой и др.)

Этап рудообразования, возраст	Геодинамический режим	Генетический тип оруденения	Базовая рудная формация	Рудная формация	Минеральный тип проявлений	Примеры
Завершающий, P_2 — ?	Стабильного амагматического континентального блока	Гидротермальный, послемагматический	Уран-флюоритовая	Урановая	Иордизит-настурановый; часто с флюоритом, галенитом, серебром	Чаулисай
				Флюоритовая	Кварц-флюоритовый Флюорит-барит-полиметаллический	Кызылбаур Агата-Чибаргата
Позднекураминский, P_{1-2}	Стабилизации горизонтальных движений	Гидротермальный, вулканогенный	Сульфидно-редкометаллическая	Олово-полиметаллическая	Кварц-касситерит-галенитовый	Наугарзан
				Вольфрам, молибден-сульфидная	Шеелит-молибденит-халькопиритовый	Янгоклы
				Серебро-арсенидная	Карбонат-, Со-арсенид-серебряный	Актепе
			Серебро-полиметаллическая	Серебро-полиметаллическая	Серебро-сфалерит-галенитовый	Лашкерек
				Медно-висмутовая	Кварц-халькопиритовый; часто с золотом, аргентитом, галенитом, висмутином	Кызылгут
				Золото-серебряная	Электрум-серебро-сульфосольно-кварцевый	Реваште
				Электрум-гематит-карбонат-кварцевый	Пирмираб	
		Эксталяционный, вулканогенный	Редкощелочнометалльно-фторовая	Фтор-литиевая	Флюорит, карбонат-углисто-литиево-слюдистый	Шаваз
			Вторичных кварцитов	Аргиллизит-флюоритовая	Кварц-гидрослюдисто-каолинит-флюоритовый	Дюшали
				Алунитовая III	Кварц-диаспор-корунд-андалузит-пирофиллит-алунитовый	Акташ

структурных элементов Чаткало-Кураминского региона к юго-востоку вдоль плоскости Таласо-Ферганского сдвига.

Срыв и надвигание верхней пластины земной коры на Сырдарьинский срединный массив, вызванные региональными горизонтальными тектоническими движениями, приведшими в московском веке к ее перемещению и вращению против часовой стрелки, послужили причиной плавления пород в пограничной зоне между пластинами и автономного формирования вулканического ареала в Чаткало-Кураминской части Бельтау-Кураминского магматического пояса. При этом в верхней пластине сохранились следы долгоживущих глубинных структур, фиксируемых магматическими телами, системами крупных разломов, геофизическими полями. К началу пермского времени перемещающаяся пластина полностью заблокировала пути продвижения магматических масс к поверхности, вследствие чего сформировались малые порфиоровые интрузии. В

раннепермское время тектоно-магматическая активизация вызвала проплавление верхней перемещенной пластины и формирование в приповерхностных условиях локальных линейных и кольцевых вулканоструктур, трансформирующих глубинные разломы ортогональной системы.

Поступательно-вращательное перемещение верхней пластины по поверхности пород Сырдарьинского срединного массива отразилось, по-видимому, в формировании дугообразных разломов сбросового типа, обрамляющих подвижной блок с запада и нашедших выражение в погребенном рельефе поверхности массива (см. рис. 1). В целом предполагается, что его поверхность наклонена к востоку и северо-востоку, с чем соответственно связано увеличение мощностей покровов надвинутой пластины.

Позиция северной границы Бельтау-Кураминского пояса (Бельтауская ветвь Чаткало-Кураминской зоны) под Чаткало-Кураминским регионом нашла выражение в

Этап рудообразования, возраст	Геодинамический режим	Генетический тип оруденения	Базовая рудная формация	Рудная формация	Минеральный тип проявлений	Примеры
Кураминский, C ₂ — P ₁ ?	Внутриконтинентального горизонтального сдвига с вращением	Гидротермальный, вулканоплутоногенный с чертами позднего эпигенеза	Меднопорфировая	Серебро-золоторудная	Золото-серебро-полисульфидно-кварцевый	Кочбулак
				Золоторудная	Золото-карбонат-кварцевый, убогосульфидный	Каульды
				Свинцово-цинковая, эпискарновая	Сфалерит-галенитовый, иногда с золотом	Кургашинокан
				Золото-сульфидная	Золото-пирит-кварцевый	Актурпак
				Медно-молибденовая	Золото-молибденит-халькопиритовый	Кальмакыр
Ранний, C ₁ — C _{2b}	Активной континентальной (?) окраины	Экспляционный, сольфатарно-фумарольный	Вторичных кварцитов	Алунитовая II	Молибденит-халькопиритовый	Сарычеку
		Пневматолито-гидротермальный	Скарновая	Железо-Mg-скарновая	Кварц-диаспор-пироксилит-алунитовый, иногда с топазом, корундом, андалузитом, кинварью	Гошсай, Аксаката
Гистерокаледонский, D ₂ — C ₁	Рифтовый	Экспляционный, сольфатарно-фумарольный	Вторичных кварцитов	Алунитовая I	Кварц-пироксилит-алунитовый	Сюреньата
		Подводных курьшиков	Экспляционно-осадочная, стратиформная	Ангидрит-флюоритовая	Кварц-пироксилит-алунитовый	Зымнан-Тереклинская зона
				Свинцово-цинковая	Карбонат-ангидрид-флюоритовый	Сукок
					Галенит-сфалеритовый	Кульчулак

магнитном поле, а также в распределении оруденения. Экстенсивность и интенсивность проявления последнего в южном блоке региона в несколько раз превосходят таковые в северном.

По нашему представлению, именно эта часть подвижного блока совпадает с глубинным расположением энергетически активного пояса и является собственно Кураминской металлогенической зоной. Северная окраина зоны (пограничная со срединным массивом часть) фиксируется молодым вулканизмом и проявлениями послевулканического оруденения.

В приведенной систематике процессов рудообразования (таблица) сделана попытка увязать группы рудных формаций с рассмотренными выше геодинамическими особенностями развития региона.

Периоду отложения терригенно-карбонатных толщ среднего девона — раннего карбона (живетский — визейский века) соответствовал режим рифтогенеза, когда на дне водоемов, окаймляющих Сырдарьинский срединный массив (см. рис. 1), функционировали трещинные системы, выводящие гидротермы, обогащенные серой, хлором, фтором, свинцом, цинком и другими

химическими элементами. В результате этих процессов в районе г.Арысь (Южный Казахстан) отложились мощные толщи поваренной соли, а в периферических зонах этого бассейна — гипсы и ангидриты, часто обогащенные флюоритом. С этим же процессом связывается формирование стратиформных полиметаллических месторождений гор Пистали, Каратау, Чаткала, Курамы.

Режиму активной континентальной окраины (серпуховский — башкирский века) сопутствовало внедрение большого объема магматических масс, сформировавших крупные интрузивные тела, иногда сопровождающиеся магнезиальными скарнами с магматитом, вулканитами базальтового, андезитового и риолитового составов и связанными с ними вторичными кварцитами [4]. В результате этого процесса, пространственно частично унаследовавшего структуру раннедевонского вулканоплутонического пояса, был образован Бельтау-Кураминский вулканоплутонический пояс [1] с соответствующей ему металлогенией.

Интенсивный андезит-дацитовый вулканизм периода перемещения Чаткало-Кураминского тектонического блока (московский

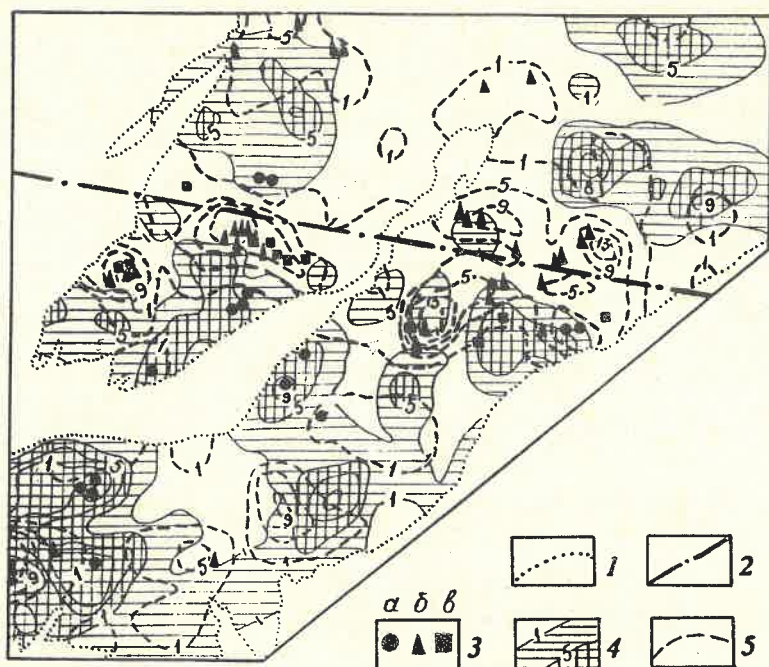


Рис. 3. Схема размещения полей экстенсивности золотого и флюоритового оруденения:

1 — контуры выходов палеозойских пород; 2 — ось глубинной пограничной зоны между Сырдарьинским массивом и Бельтау-Кураминским вулканоплутоническим поясом (Кумушкан-Чадакская структура); 3 — месторождения золота (а), флюорита (б), урана (в); 4 — изолинии экстенсивности проявлений золотого, золото-серебряного и серебро-золоторудного оруденения; 5 — изолинии экстенсивности проявлений флюоритового оруденения

век — начало ранней перми) сопровождался на заключительных фазах активной сольфатарно-фумарольной деятельностью как поверхностного, так и субвулканического уровней глубинности. Эти процессы предшествовали проявлению оруденения меднопорфировой базовой формации. Месторождения последней тяготеют к периферическим областям малых порфировых интрузий и их сателлитам. В связи с этим рудные поля базовой меднопорфировой формации имеют «очаговый» характер проявления (рис. 3) и размещаются главным образом в пределах собственно Кураминской металлогенической зоны.

В начале ассельского века и до конца ранней перми происходила тектоно-магматическая активизация структур Тянь-Шаньского направления, в результате чего в перемещенном к западу и повернутом против часовой стрелки Чаткало-Кураминском блоке сформировались линейные и кольцевые вулканоструктуры, выполненные вулканитами пестрого состава и интрузивными телами. Особенно интенсивно в этих процессах проявилась пограничная зона субширотного простираения между Сырдарьинским срединным массивом и Бельтау-Кураминским вулканоплутоническим поясом. Оруденение этого периода развития региона представлено широким спектром месторождений серебро-полиметаллической и сульфидно-редкометалльной базовых формаций. В их размещении во времени

наблюдается тенденция от широкого малоупорядоченного рассеяния к локализации вдоль зон крупных разломных систем субширотного и северо-восточного направлений.

Процесс рудообразования в регионе завершился формированием месторождений уран-флюоритовой базовой рудной формации, проявившейся в послемагматический период. Рудные проявления данной формации обнаруживают уверенную связь с вышеназванной пограничной зоной (см. рис. 3) и другими глубинными разломами ортогональной и особенно субширотной систем. В распределении и локализации оруденения участвуют разновозрастные разломы различных направлений.

В целом, для рудных проявлений различных временных и вещественных групп, характерны родственные, унаследованные геохимические особенности. Так, медь и золото, выделяясь в промышленных концентрациях в начальный период развития рудообразующей системы, в более низких концентрациях присутствуют в медно-висмутовой, а затем и в других рудных формациях. Фтор (флюорит), напротив, вначале рассеивается в карбонатной толще верхнего девона, а затем присутствует в разновозрастных вторичных кварцитах, его концентрации увеличиваются в связи с риолитовым магматизмом в ранней перми. Затем в промышленных концентрациях фтор выделяется в послемагматический период развития региона. В этом

мы, вслед за В.А.Коваленкером и В.Л.Русиновым, усматриваем единство рудно-магматической системы в регионе и присоединяемся к представлениям В.И.Попова о непрерывно-прерывистом характере развития геологических процессов.

В заключение отметим:

Чаткало-Кураминский регион имеет двухъярусное строение, вызванное перемещением покровов палеозоя на поверхность Сырдарьинского срединного массива;

перемещение тектонического блока Чаткало-Кураминского региона осуществлялось на северо-запад вдоль плоскости Таласо-Ферганского разлома и сопровождалось разворотом против часовой стрелки;

перемещение тектонического блока вызвало расплавление пород на границе двух пластин и проявление ареального вулканизма;

часть передвинутого тектонического блока, оставшаяся в позиции энергетически активного Бельтау-Кураминского вулканоплутонического пояса, характеризующаяся высокой концентрацией месторождений полезных ископаемых, является Кураминской металлогенической зоной и лишь частично совпадает с одноименной структурно-формационной зоной;

пограничная зона между вулканоплутоническим поясом и Сырдарьинским массивом насыщена разномасштабными проявлениями завершающей уран-флюоритовой рудной формации;

в целом, в позднем палеозое в регионе функционировала единая рудно-магматическая система, развитие которой тесно увязывается с его геодинамическими особенностями.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Арапов В.А. Вулканизм и тектоника Чаткало-Кураминского региона. — Ташкент: ФАН, 1983.
2. Ахматов П.Г. Палеомагнитные исследования изверженных горных пород верхнего палеозоя Чаткало-Кураминского региона (Срединный Тянь-Шань) // Тез. докл. VII Всес. конференции по постоянному геомагнитному полю и палеомагнетизму. М., 1966. С. 70—72.
3. Бухарин А.К., Брежнев В.Д. и др. Тектоника Западного Тянь-Шаня. — М.: Наука, 1982.
4. Далимов Т.Н., Ахмедов М.М. и др. О признаках зональности среднекарбонатовых гранитоидов Кураминской зоны (юго-западные отроги Северного Тянь-Шаня) // Узбекский геологический журнал. 1993. № 1. С. 14—18.
5. Клишевич В.Л., Ржевский Ю.С. и др. Раннепермская реконструкция Тянь-Шаньской части Палеотетиса по палеомагнитным данным // Отечественная геология. 1992. № 2. С. 43—50.

Минералогия, петрография, литология

УДК 553.07.078:553.491 (470.21)

© Ф.П.Митрофанов, Н.Л.Балабонин, А.У.Корчагин, 1995

Металлогения Кольского пояса расслоенных ультрамафит-мафитовых интрузий

Ф.П.МИТРОФАНОВ, Н.Л.БАЛАБОНИН, А.У.КОРЧАГИН (Геологический институт КНЦ РАН)

Расслоенные ультрамафит-мафитовые интрузии — важнейший в мире источник получения стратегических металлов, включая элементы платиновой группы (ЭПГ), хром, ванадий, медь, никель, кобальт. На Кольском полуострове к промышленным объектам такого рода относится Мончегорский плутон с его богатыми медно-никелевыми рудами. Однако с 70-х годов добыча здесь прекращена. Новый всплеск интереса к расслоенным интрузиям возник после получения доказательств потенциальной промышленной платиноносности Федорово-Панского массива.

Целенаправленные работы последних лет привели к выделению в пределах Кольского полуострова новой платинометалльной провинции [9, 10]. В разной степени платиноносны метаморфические и магматические породные ассоциации. Среди метаморфиче-

ских назовем породы черносланцево- и железисто-кремнистой формаций и гранулиты. Значительно богаче спектр магматических комплексов, в которых достоверно устанавливаются повышенные относительно кларков и высокие — до граммов на тонну — концентрации ЭПГ. Это архей-протерозойские ультрамафитовые и мафитовые дифференцированные интрузии, сложенные разнообразными ассоциациями пород и развитые практически на всей территории Кольского полуострова. Потенциально платиноносны также щелочно-габброидные, щелочно-ультраосновные и щелочные интрузии, сформированные в широком возрастном интервале (2,0—0,36 млрд лет). Наибольший вклад в Кольскую платинометалльную провинцию вносят раннепротерозойские расслоенные интрузии. Они достаточно многочисленны, нередко крупных размеров и

максимально, в сравнении с другими интрузиями, обогащены платиноидами.

В регионе более 40 расслоенных интрузий, которые территориально распространены неравномерно и группируются в 2 пояса: Южный (Фенно-Карельский), протянувшийся в субширотном направлении из Северной Финляндии в Карелию и Северный (Кольский) пояс. Северный протягивается в северо-западном направлении на расстояние более 300 км.

В Кольском поясе расслоенных интрузий самые крупные имеют площадь, км²: Имандровская — 1500, Федорово-Панская — 250, Мончегорская — 65; другие — гора Генеральская, Пивнус, Островская, Баумановская и т.д. не превышают 10.

Геотектоническое положение массивов Кольского пояса определяется их приуроченностью к принципам гнейсов архейского основания с осадочно-вулканогенными породами палеорифтогенной Печенгско-Варзугской зоны карелид. Кроме того, положение интрузий контролируется разломами северо-восточного простирания, секущими главную структуру. Морфология интрузий лополито- и плитообразная, осложненная дизъюнктивной тектоникой, в результате которой они оказываются разбиты на блоки.

Расслоенные интрузии сложены основными, ультраосновными и средними породами с обычным преобладанием основных. Это габбронориты, нориты, габбро, перидотиты, плагиопироксениты, анортозиты и др. Изменение количества темноцветных минералов и характера кумулусных ассоциаций делает эти породы очень разнообразными. Роль вторичных изменений пород весьма различна: от хорошо сохранившихся магматических минералов и структур (западная часть Панского массива, Мончегорский плутон) до интенсивно переработанных, нередко сланцеватых пород (Ластьявровский блок Федорово-Панской интрузии, массив горы Генеральская).

Наиболее яркая особенность внутреннего строения расслоенных интрузий — их делимость на слои, пачки, толщи пород. В различных интрузиях расслоенность в структурном и вещественном плане выражена по-разному. Общая черта — наличие в их разрезах мощных толщ пород сравнительно монотонного строения (чаще всего габбронориты) и горизонтов тонкого переслаивания различных пород.

По данным изотопных датировок (U-Pb-метод по цирконам и бадделеитам) возрастной интерес формирования расслоенных интрузий Кольского пояса составляет около 100 млн лет: Мончегорская 2493 ± 7 млн лет, Федорово-Панская 2491 ± 9 млн лет, Имандровская 2396 ± 7 млн лет [6]. Следовательно, образование интрузий — геологически продолжительный процесс. Важно отметить, во-первых, существенные различия возрастов близко расположенных интрузий

(в треугольнике со сторонами 110, 80 и 50 км); во-вторых, длительность формирования одной интрузии, на примере Федорово-Панской. Вместе с тем, те же интрузии характеризуются весьма малой изменчивостью величины $\Sigma Nd(T)$: от -2,3 до -1,4 при довольно высоких и близких значениях J^{st} 0,7020—0,7022 [13].

По совокупности признаков расслоенные интрузии Кольского пояса обнаруживают сложное сочетание черт сходства — различия, что, вероятно, предопределяет их металлогеническую специализацию.

В уже упомянутых интрузиях Федорово-Панская вмещает промышленное платинометалльное оруденение, главным образом бедное медно-никелевое и акцессорный хромит. Имандровская — промышленное хромитовое и железо-титан-ванадиевое оруденение, бедное платинометалльное и акцессорную сульфидную минерализацию. Мончегорская — богатые медно-никелевые руды, платинометалльное, вероятно, промышленное оруденение и хромитовое.

Весьма различны структурные условия локализации оруденения разного типа в интрузиях. Проследим это на примере платинометалльного.

В Федорово-Панской интрузии наиболее значительное по запасам и качеству оруденение проявлено в виде маломощной согласной рудоносной зоны — «рифа» в нижнем расслоенном горизонте, протягивающейся на расстояние свыше 15 км. Платинометалльное оруденение здесь тесно ассоциирует с малосульфидными медно-никелевыми (1—3% сульфидов). При этом устанавливается тесная корреляция уровня содержаний ЭПГ с количеством сульфидов. В массиве Федорова тундра платиноиды приурочены к тем же породам, но содержащим более богатую вкрапленность сульфидов (до 5—10%). Сульфидоносные породы не выдержаны по простиранию и образуют линзовидные тела. Здесь связь платиноидов с количеством сульфидов выражена слабо или отсутствует. Платиновая минерализация также фиксируется в образованиях типа бушвельдских «котловин», секущих тел оливинсодержащих пород, кварцевых метасоматитов.

Существенно иной характер распределения платиноидов в Мончегорской интрузии [21]. В перидотитовом «пласте 330» массива Сопча развита бедная платинометалльная минерализация с суммарным содержанием платиноидов порядка 1 г/т. Остальные типы концентраций связаны с эпигенетическими медно-никелевыми рудами. Устойчиво повышенные (первые граммы на тонну) и высокие (более 10 г/т) содержания ЭПГ характерны для жильных массивов Ниттис-Кумужья-Травянная (НКТ) и Сопча, придонных медистых гнездово-прожилковых руд НКТ. В сульфидных жилах Сопчи платиноиды концентрируются на участках их

пережимов, в апофизах и местах обогащения жил магнетитом.

В Имандровской интрузии бедная платинометаллическая минерализация приурочена к анортозитовым слоям верхней расслоенной зоны в виде редкой не выдержанной по простиранию вкрапленности. В интрузии горы Генеральская сульфидная вкрапленность и минералы платиноидов сосредоточены в согласных кососекающих относительно простирания пород зонах вторичных изменений [2]. Платинометаллическое оруденение, следовательно, повсеместно связано с различными типами медно-никелевого, но эта связь выражена неоднозначно.

Содержание ЭПГ в различных интрузиях неодинаково. В «риффе» Федорово-Панской интрузии суммарная концентрация ЭПГ обычно составляет первые граммы на тонну, изредка превышая 10 г/т, колебания Pd:Pt от 5 до 7; содержания Rh и Au 0,1—0,5 г/т, Ag 0,5—1,0 г/т, Ir и Os — менее 0,1 г/т. В Мончегорском плутоне сравнительно постоянно низкое содержание суммы платиноидов около 1 г/т фиксируется в «пласте 330». В других типах руд, в том числе богатых сульфидами, оно сильно изменяется, достигая максимума в первые десятки граммов на тонну. Преобладание палладия над платиной — типичная особенность интрузий Кольского пояса, за исключением Имандровской, где около 50% проб с бедной минерализацией (менее 1 г/т суммы ЭПГ) обнаруживают обратные соотношения. По отдельным штурфным пробам выявляется одна локальная геохимическая специализация оруденения. Так, в Федорово-Панской интрузии содержание Rh достигает 1,06, Au 3,6 г/т, в Мончегорской — Ir 1,27, Ag 230 г/т, в Имандровской — Ru 0,12 г/т.

Необходимо подчеркнуть важную черту геохимии комплексного содержания ЭПГ в оруденении расслоенных интрузий. Помимо благородных металлов, а также Cu, Ni, Co, Ti, V, Cr в нем концентрируется весьма широкий спектр примесных элементов, в том числе «чуждых» с точки зрения традиционной металлогении Кольского полуострова. Обнаруживаются примесные элементы по валовым анализам оруденелых пород, анализам минеральных концентратов и составам рудных минералов: Pb, Sn, Se, Te, Bi, As, Sb, Cd, W, Mo, Hg. Содержание таких элементов в породах невелико (от долей до десятков граммов на тонну). Однако, учитывая значительные объемы рудосодержащих пород, можно отметить, что данные элементы в металлогеническом «облике» региона достаточно заметны.

Ассоциации рудных минералов и в особенности минералов платиновых металлов (МПМ) контрастно подчеркивают геохимическую и металлогеническую специализацию интрузий. В табл. 1 приведены МПМ Федорово-Панской интрузии. Наглядно показан сложный полиминеральный состав

1. Минералы платиновых металлов Федорово-Панской Интрузии

Относительно распространенные	
Pb-золото	Au (Pb, Ag, Cu, Hg)
Высоцкит	(Pd, Ni)S
Брэггит	(Pt, Pd, Ni)S
Куперит	PtS
Сперрилит	PtAs ₂
Сопчеит	Ag ₄ Pd ₃ Te ₄
Меренскит	(Pd, Pt) (Te, Bi) ₂
Ni-меренскит	(Pd, Ni) (Te, Bi) ₂
Мончеит	(Pt, Pd) (Te, Bi) ₂
Котульскит	(Pd, Pt) (Te, Bi)
Соболевскит	(Pd, Pt) (Bi, Te)
Майчнерит	Pd (Te, Bi)
Редкие	
Изоферроплатина	(Pt, Pd) ₃ Fe
Звягинцевит	Pd ₃ Pb
«	(Fe, Ni, Pd, Cu)S
«	Pd ₇ Ag ₃ *
«	(Pt, Pd) ₂ Te ₅
«	(Pd, Hg) ₆ Te ₅
«	(Pd, Ag) ₅ Te ₃
«	(Pd, Ag, Sn) ₅ Te ₂
Темагамит	Pd ₃ HgTe ₃
«	(Pt, Pd) ₂ (Te, Bi) ₃
«	Pd ₃ (Te, Bi) ₄
«	(Pd, Pt) ₅ (Te, Bi) ₂
Арсенопалладинит	Pd ₈ (As, Sb) ₃ *
«	(Pd, Ag) ₂ (Te, Pb)**
«	(Pd, Ni) ₁₃ (As, Te) ₅ *
Изомертиит	Pd ₁₁ Sb ₂ As ₂
«	Pd ₃ (As, Te)**
«	Pd ₈ (As, Te) ₃ *
Холлингвортит	(Rh, Pt) AsS
«	Pd ₄ (Te, Bi, As) ₅
«	Pd ₃ (As, Te, Sn)
«	Pd ₃ (As, Te, Sn)
«	(Pt, Pd, Au) ₇ (Sn, As, Te) ₃
«	Pd ₈ (As, Te, Sb) ₃ *
Теларгпалит	(Pd, Ag) ₃ (Te, Bi, Pb)***
«	(Pd, Pt, Cu, Fe) ₃ (S, Sb, Te, As) ₂

П р и м е ч а н и е . Кроме наших использованы данные из работ: * — [12]; ** — [19]; *** — [17]

оруденения с участием минералогенных элементов. Наиболее многочисленны из МПМ висмута-теллуриды Pb и Pt, теллуриды, мышьяк- и серосодержащие минералы; МПМ в порядке уменьшения распространены аналогично. Важно отметить, что значительное число и разнообразие таких минералов в пределах месторождения, согласно [11, 20], является косвенными признаками его крупности.

Обобщенные данные особенностей химического состава МПМ из расслоенных интрузий Кольского и Фенно-Карельского поясов и, для сравнения, из мафит-ультрамафитовых интрузий других породных ассоциаций содержатся в табл. 2. Хорошо видно, что во всех интрузиях Кольского пояса ведущая роль среди МПМ принадлежит висмута-теллуридам Pd и Pt. В Фенно-Карельском поясе повышенное значение имеют сурьма-, мышьяк- и серосодержащие МПМ. В интрузиях, где хромитовое оруденение отсутствует или оно незначительно, постоянно высока доля палладий-содержащих минералов, а с хромитами появляются рутений-, осмий-, иридийсодержа-

2. Частоты встречаемости минералогенных элементов в минералах платиноидов, %

Инtrузии	n	All	Ru	Rh	Ph	Os	Ir	Pt	Ag	Au	S	As	Sn	Sb	Te	Hg	Pb	Bi
<i>Кольский пояс</i>																		
Федорово-Панская	38	5	—	3	89	—	—	37	13	3	16	34	5	11	66	5	11	29
Мончегорская	13	8	—	—	75	—	—	58	—	—	17	8	17	8	50	—	—	58
Гора Генеральская	8	—	—	12	75	—	—	38	—	—	12	25	—	—	75	—	—	62
Имандровская	5	20	40	20	—	20	20	40	—	—	40	20	—	—	—	—	—	—
<i>Фенно-Карельский пояс</i>																		
Луккулайсваара	42	7	—	2	81	2	5	29	21	—	21	31	12	14	38	—	5	12
Пеникат	19	—	—	5	79	5	5	26	—	—	16	42	—	21	42	—	—	26
<i>Карелия</i>																		
Бураковская	5	—	16	—	80	16	—	16	16	—	16	—	—	—	67	—	—	67
<i>Северное обрамление Печенги</i>																		
Карикьявр	12	—	33	8	33	33	17	33	—	—	33	67	—	—	33	—	—	25
<i>Печенга</i>																		
Пильгуярви	4	—	—	—	75	—	—	75	—	—	—	25	25	25	50	—	—	50

П р и м е ч а н и е . 1. n — число минералов платиновых металлов; All-сплавы. 2. Кроме наших, использованы данные из работ 1, 2, 3, 5, 7, 12, 20

шие минералы, при снижении доли палладийсодержащих. Для отдельных интрузий специфичен состав МПМ. Так, в Федорово-Панской и Луккулайсваара заметную роль играют серебросодержащие МПМ. В Федорово-Панской, кроме того, выделяется наличие ртутных минералов и примеси ртути в различных МПМ. Для интрузий всей территории сплавы ЭПГ не характерны, сульфиды имеют небольшое значение, но висмута-теллуриды весьма типичны.

Следовательно, на платинометалльном оруденении на большой площади отмечены одновременно черты сходства и локальные различия.

Полную противоположность МПМ расслоенных интрузий представляют минералы платиноидов архейской габбро-гипербазитовой интрузии Карикьявр. Здесь ведущая роль принадлежит рутений-, осмий-, иридийсодержащим арсенидам и сульфоарсенидам при незначительной доле палладиевых висмута-теллуридов и отсутствии сульфидов. На этом примере отчетливо выделяются индикаторные свойства состава МПМ, которые могут быть использованы при классификации интрузий и определении их металлогенической специализации.

Изложенное позволяет высказать ряд соображений общего плана.

Существующие классификации тектонических обстановок формирования никель- и платиноносных интрузий [23], в известной мере противопоставляют условия подвижных поясов условиям становления интрузий в консолидированной континентальной коре. В данном случае подразумевается относительно стабильный режим формирования последних. Пример интрузий Кольского полуострова не подтверждает этого.

Уже само их нахождение на границах долгоживущей, более 500 млн лет, рифтогенной зоны [8, 16] со сложной историей развития [8] предопределяет активную вмещающую среду. В западной части мандра-Варзугской зоны фиксируется: 1) внедрение Мончегорской и Федорово-Панской интрузий (2,49—2,45 млрд лет); 2) завершение процессов вулканизма в Имандра-Варзугской зоне (≈2,42 млрд лет); 3) поднятие западного сектора карельских образований, включая интрузии, по Цагинскому разлому в Стрельнинскую фазу складчатости [8]; 4) образование Имандровского лополита (2,4 млрд лет); 5) региональный метаморфизм карелид (2,0—1,7 млрд лет) [18]. Очевидно, что говорить о стабильных условиях формирования расслоенных интрузий здесь не приходится.

Свидетельством долгой «жизни» самих интрузий являются их абсолютный возраст деформированности, смена минеральных ассоциаций от магматических до пренит-пумпеллиитовых, от сравнительно высокотемпературных сплавов и сульфидов ЭПГ — до висмута-теллуридов.

Внедрение многочисленных расслоенных интрузий в интервале 2,5—2,4 млрд лет на большой территории (с учетом карельских и финских — 880х500 км) означает глобальное событие в геологической истории восточной части Балтийского щита, вполне сопоставимое по своей значимости со щелочно-габброидным и щелочным магматизмом на Кольском полуострове. Данная металлогеническая эпоха знаменуется притоком из мантии значительного количества рудных элементов. Одна часть из них — «сквозные» в истории щита (Ni, Cu, Se, Te), другая — повторяется в более молодые эпохи активизации (ЭПГ, Zn, Pb, Ag), третья

(Sb, Bi, As, Hg) — присуща только расслоенным интрузиям.

Расслоенные ультрамафит-мафитовые интрузии Кольского полуострова хорошо дополняют сложившиеся представления о металлогении региона.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ассоциации минералов платиновых металлов в расслоенном интрузиве Луккулайсваара, Северная Карелия / Т.Л.Гроховская, В.В.Дистлер, А.А.Захаров и др. // Докл. АН СССР. 1989. Т. 306. № 2. С. 430—434.
2. Бакушкин Е.М. Сульфидное медно-никелевое оруденение интрузии горы Генеральской (массив Луостари) // Новые данные по минерализации медно-никелевых и колчеданных руд Кольского полуострова. Апатиты, 1979.
3. Барков А.Ю., Леднев А.И., Бакушкин Е.М. Минералы элементов группы платины из массива горы Генеральской, Кольский полуостров // Докл. АН. Т. 338. № 6. С. 785—788.
4. Барков А.Ю., Леднев А.И., Захаров А.А. Минералы платиновых металлов жильных плагиопироксенов массива Луккулайсваара Олангской группы интрузий (Северная Карелия) // Актуальные проблемы геологии, петрологии и геохимии Балтийского щита. — Петрозаводск, 1990. С. 90—122.
5. Барков А.Ю., Леднев А.И., Трофимов Н.Н., Лавров М.М. Минералы серии лаурит-эрликманит из хромитовых расслоенных интрузий Карело-Кольского региона // Докл. АН СССР. 1991. Т. 319. № 4. С. 962—965.
6. Баянова Т.Б., Митрофанов Ф.П., Корчагин А.У., Павличенко Д.В. Возраст габбро-норитов нижнего расслоенного горизонта (риффа) Федорово-Панского массива (Кольский полуостров) // Докл. АН. 1994. Т. 337. № 1. С. 93—97.
7. Гроховская Т.Л., Лапутина И.П. Платиновая минерализация некоторых расслоенных интрузивов Кольского полуострова // Никеленосность базит-гипербазитовых комплексов Карело-Кольского региона. Апатиты, 1988. С. 69—73.
8. Загородный В.Г., Радченко А.Т. Тектоника раннего докембрия Кольского полуострова. — Л.: Наука, 1983.
9. Кольский регион — новая платинометаллическая провинция / Ф.П.Митрофанов, Ю.Н.Яковлев, В.В.Дистлер и др. // Геология и генезис месторождений платиновых металлов (Тез. докл. совещ.). М., 1992. С. 9.
10. Кольский регион — новая платинометаллическая провинция // Геология и генезис месторождений платиновых металлов. М., 1994. С. 65—78.
11. Литовско Д.Н. Вопросы оценки минералопроявлений по минералогическим данным // Теоретические и прикладные исследования в минералогии (Тез. докл. всесоюз. совещ.). Т. 2. — Сыктывкар, 1985. С. 137—138.
12. Малосульфидная платиновая минерализация массива Луккулайсваара (Северная Карелия) / Т.Л.Гроховская, В.В.Дистлер, С.Ф.Клюнин // Геология рудных месторождений. 1992. Т. 34. № 2. С. 32—50.
13. Новые данные по геохронологии и геохимии изотопов докембрия Кольского полуострова / Под ред. Ф.П.Митрофанова, Ю.А.Балашова. — Апатиты, 1990.
14. Первые данные о минералах платиновых металлов в Бураковском расслоенном массиве (Карелия) / Н.Н.Трофимов, А.Ю.Барков, А.И.Леднев, М.М.Лавров // Докл. АН СССР. 1990. Т. 315. № 3. С. 703—706.
15. Платинометаллические месторождения мира. Т. 1. Кн. 1. Платинометаллические малосульфидные месторождения в ритмично-расслоенных комплексах / Д.А.Додин, Н.М.Чернышов, Д.В.Полферов, Л.Л.Тарновецкий. — М., 1994.
16. Смолькин В.Ф. Коматиитовый и пикритовый магматизм раннего докембрия Балтийского щита. — СПб.: Наука, 1992.
17. Толстых Н.Д., Кривенко А.П. О составе тералгпалита // Тез. докл. VII Междунар. платинового симпозиума. М., 1994. С. 113.
18. Фации регионального метаморфизма Кольского полуострова / О.А.Беляев, В.Г.Загородный, В.П.Петров, З.М.Волошина. — Л.: Наука, 1977.
19. Халькоахо Т., Абзалов М., Папунен Х. Минералы группы платины из нижней части расслоенного интрузива Панской тундры, Кольский полуостров // Тез. докл. VII Междунар. платинового симпозиума. М., 1994. С. 37.
20. Эндогенные источники рудного вещества / Отв. ред. акад. Ф.В.Чухров. — М.: Наука, 1987.
21. Яковлев Ю.Н., Докучаева В.С. Платинометаллическое оруденение Мончегорского плутона (Кольский полуостров) // Геология и генезис месторождений платиновых металлов. М., Наука, 1994. С. 79—86.
22. Huhtelin T.A., Alapieti T.T., Lahtinen J.J. The Paasivaara PGE reef in the Penikat layered intrusion, Northern Finland // Mineralogy and Petrology. 1990. Vol. 42. P. 57—70.
23. Naldrett A.J., Cabri L.J. Ultramafic and related mafic rocks: their classification and genesis with special reference to the concentration of nickel sulfides and platinum — group elements // Econ. Geol. 1979. Vol. 71. P. 1131—1158.

УДК 550.8.053:519.2 (470.21)

© Ю.Л.Войтеховский, 1995

О согласованной дифференцированности вещества Федорово-Панского интрузива на нескольких иерархических уровнях

Ю.Л.ВОЙТЕХОВСКИЙ (Геологический институт КНЦ РАН)

Современная геология поглощена поиском генетического смысла во всем, что находится в ее поле зрения. Разумеется, всякое природное образование, коль скоро оно существует, имеет свою историю. Рассмотрение

механизма, встроившего данное явление в цепь причин и следствий, имеет для геолога несомненный познавательный интерес. Но очевидно также, что всякое такое рассмотрение должно начинаться с чисто

структурного анализа явления. И, как нам представляется, структурным же осмыслением, уяснением данного нам в восприятии звена иерархии природы оно должно и завершаться. Генетическое рассмотрение призвано прояснять упорядоченность объектов там, где она не проявлена естественным образом. «У процесса нет другого содержания кроме его продукта. Смысл и дух процесса составляет внутренняя связь, необходимое соотношение образований, к которому временная смена ничего не прибавляет. Требуется познать всеобщий закон этой последовательности, для чего нет надобности в форме истории. Внутренняя связь существует в настоящем как рядоположность. Весь интерес заключается в том, что дано, — в наличной системе различных образований» [7]. Сходную по существу мысль высказал на совещании «Структурно-формационные и геодинамические критерии регионального прогноза эндогенных месторождений редких и благородных металлов» (г.Москва, ИМГРЭ, 22—23 ноября 1994 г.) А.И.Кривцов. Он заметил, что прогнозировать следует, исходя из наблюдаемых соотношений. Этим принципом и руководствовался автор данной статьи в своем исследовании.

Федорово-Панские тундры — один из крупнейших базитовых интрузивов на Кольском полуострове. Первый этап его изучения, связанный с именами геологов Д.В.Шифрина, Г.Н.Старицыной, Е.К.Козлова, В.А.Костина, В.В.Проскурякова, В.А.Горелова, В.А.Тельнова, М.К.Радченко и др., подытожен монографией Е.К.Козлова [10]. В ней подробно описаны геологическое строение и петрология интрузива, указано на его сульфидную медно-никелевую и оксидную железо-титановую специализацию, но в то же время дано отрицательное заключение о его промышленном потенциале на названные типы руд, по крайней мере, до глубины 500 м. Отметим также статью В.В.Проскурякова [14], посвященную изучению особенностей дифференциации интрузива, и монографию Г.И.Горбунова и др. [13], в которых интрузив рассмотрен еще и как месторождение бедных медно-никелевых руд. При этом предполагалось, что его основные ресурсы сосредоточены в придонных залежах, хотя рассеянная бедная сульфидная вкрапленность фиксировалась различными авторами в интрузиве повсеместно. В дальнейшем было обнаружено, что с точки зрения геохимического накопления элементов оруденение Федорово-Панских тундр следует, в первую очередь, считать платинометалльным с попутной медно-никелевой и железо-титановой минерализацией, обычно совмещенной пространственно. С этого начался второй этап изучения интрузива. В настоящее время проводятся его комплексные исследования по программе «Платина России». Современные пред-

ставления о его строении и локализации в нем оруденения изложены в работах [11, 19]. В части, необходимой для данной статьи, они сводятся к следующему.

Интрузив представляет собой пластообразное тело, погружающееся под отложения серии Имандра — Варзуга под углом 30—35° к юго-юго-западу. Его сводный разрез выглядит таким образом. Самая нижняя зона, тектонически контактирующая со щелочными гранитами, сложена такситовыми норитами, габброноритами и габбро с преобладанием первых. Среди них часты пегматоидные разновидности и ксенолиты боковых пород. Мощность зоны варьирует от 50 до 150 м. На участке Ластьявр, в западной части Панских тундр, в ней установлена платинометалльная и сульфидная минерализация, охарактеризованная нами ранее [1]. Далее следует зона плагиоклазовых пироксенитов общей мощностью до 300 м с тонкими (1—5 м) прослоями меланократовых норитов. Еще выше находится зона мезократовых норитов мощностью 50—300 м с редкими прослоями плагиопироксенитов. Ее перекрывает мощная до 3000 м зона кварцсодержащих габброноритов, сложенная массивными, трахитоидными и другими структурными разновидностями пород. Именно к ней приурочены два известных горизонта расслоенных пород с платинометалльной и медно-никелевой минерализацией. Нижний расслоенный горизонт (НРГ) мощностью 50—200 м расположен в нижней части габброноритовой зоны на удалении 500—1000 м от нижнего контакта интрузива. В его строении участвуют частые прослои и линзы лейкократового пятнистого габбро, норитов, анортозитов. Верхний расслоенный горизонт (ВРГ) мощностью 150—250 м расположен в верхней части габброноритовой зоны. Для его строения также характерно частое переслаивание слоев и линз габброноритов, троктолитов и анортозитов с очень переменной (от нескольких сантиметров до десятков метров) мощностью. Сводный разрез интрузива завершается зоной крупнозернистых габбро мощностью до 1300 м, в нижней части которой находится горизонт измененных габбро и габброноритов, как правило, оливинсодержащих.

Обобщенная геологическая карта Федорово-Панского интрузива приведена на рис. 1. Детальная схема геологического строения НРГ на участке Марийок, составленная при участии автора, приведена в работе [11].

Важно подчеркнуть, что НРГ и ВРГ выделяются в разрезе интрузива как интервалы наиболее частой перемежаемости различных горных пород. Кроме того, практически в каждом из них здесь же имеет место максимальное структурное разнообразие. Последнее верно и для эндоконтактовых пород интрузива. Наконец, в них же установлено платинометалльное, а также сопут-

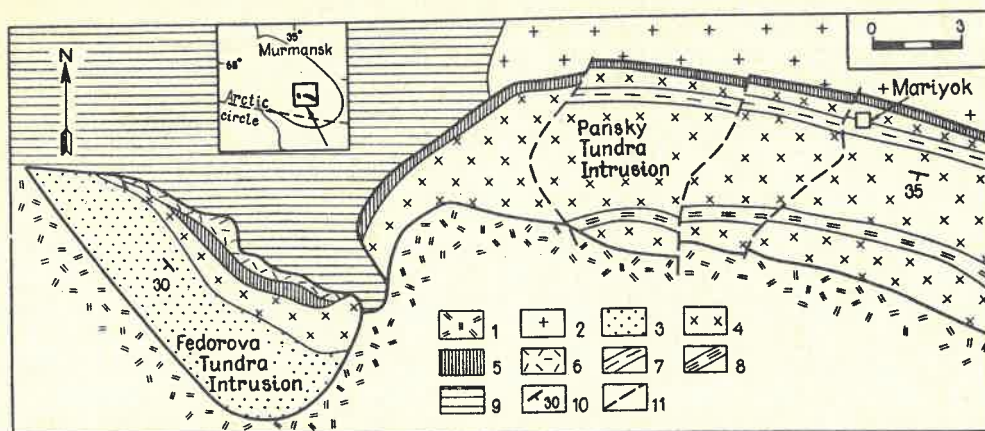


Рис. 1. Геологическая карта Федорово-Панского интрузива, по [19]:

1 — раннепротерозойские вулканогенно-осадочные породы; 2 — раннепротерозойские щелочные граниты; породы интрузива: 3 — габбро, 4 — габбронориты, 5 — нориты, 6 — такситовые габбронориты, 7 — нижний расслоенный горизонт, 8 — верхний расслоенный горизонт; 9 — архейские гранитоиды; 10 — элементы залегания; 11 — разрывные нарушения

ствующее ему медно-никелевое оруденение. (Оговоримся лишь, что при имеющем место неравномерном распределении каждого из типов оруденения ареалы их распространения не всегда повторяют друг друга.) Все это позволяет высказать гипотезу о том, что дифференцированность, неоднородность в строении интрузива сразу на трех иерархических уровнях — геолого-структурном, петрографическом и геохимическом — является признаком его потенциальной рудоносности. Поясним, в каком смысле мы употребляем понятия «дифференцированность», «неоднородность». Рассмотрим их для трех указанных уровней иерархии. Главное, с чем мы сталкиваемся при этом — актуальная для геологии в целом проблема границ [8]. В.Ю.Забродин совершенно верно полагает, что эта проблема состоит в корректном соотношении непрерывности и дискретности как атрибутов организации вещества. Для рассматриваемых уровней иерархии она разрешается нами по-разному.

На уровне химических элементов оруденение вместе с вмещающими его горными породами представляет собой с макропетрографической точки зрения непрерывное геохимическое поле. Единственное различие фундаментального, качественного порядка — это видовая нетождественность химических элементов, что, собственно, и позволяет строить распространенные в геолого-поисковой практике поэлементные геохимические карты. Результаты опробования по скважинам показывают, что в рудоносных горизонтах Федорово-Панского интрузива содержание элементов платиновой группы в 100—200, меди в 80—100, никеля в 10—20 раз выше, чем в боковых безрудных породах [1]. Таким образом, неоднородность, дифференцированность в распределении рудообразующих элементов проявляется здесь непосредственно.

Некоторая сложность возникает при оценке оруденения именно в качестве комплексного. В этом случае максимумы суммарной концентрации рудообразующих элементов могут расплываться из-за несовпадения поэлементных максимумов. Для оценки таких ситуаций ранее нами была предложена методика представления комплексного геохимического поля в виде векторного пространства с нормой, апробированная применительно к площадным поискам сульфидных медно-никелевых руд по вторичным ореолам рассеяния [4]. В ней состав пробы в точке наблюдения записывается в виде многомерного вектора и характеризуется его длиной и ориентацией в пространстве нормированных (по уровню местного фона) координат — концентраций элементов. Эта методика без изменений переносится на исследование скважинных пересечений геологических тел. Для оценки степени неоднородности геохимического поля методика завершается характеристикой получаемых статистических распределений показателем неопределенности Э.Альфена [18], более известным как энтропия К.Шеннона [17]. В последней работе приводится необходимый математический аппарат для вычисления этого показателя для дискретных и непрерывных, одномерных и многомерных статистических распределений. Прибегнуть к такому вычислению имеет смысл, когда локализация максимальной неоднородности в распределении рудных концентраций неочевидна. Применительно к нашему случаю такой необходимости не возникает.

На другом конце рассматриваемого нами иерархического ряда задача состоит в корректном разделении пород, слагающих в разрезе интрузива геологические тела — слои и линзы. Теоретически это можно было бы сделать по набору породообразующих минералов, проводя резкую геологическую

границу там, где в породе впервые появляется новый минерал. Так конструируется фундаментальная нетождественность типов горных пород. Описанный выше сводный разрез интрузива, в котором породы классифицированы согласно работе [9], в целом соотнобразуется с этим принципом. Ведь все их разнообразие, установленное в интрузиве, образует ряд — (оливинсодержащий) габбронорит, (оливинсодержащие) габбро и норит, плагиопироксенит, троктолит, анортит, в котором породы действительно различаются набором породообразующих минералов. И кажется, будто в этом аспекте сложностей не возникает. Но в реальных породах присутствует некоторое количество минералов, до определенного (подчас весьма условно определенного) предела не учитываемых принятой номенклатурой. Ввиду этого реальные геологические границы в большей или меньшей степени постепенные. Например, применительно к интрузиву Федорово-Панских тундр не всегда ясно, нужно ли выделять в качестве геологических тел оливин- и кварцсодержащие разновидности габброидов. И все же для нашего случая это обстоятельство, как представляется, корректив не вносит. Частая перемежаемость большинства горных пород из приведенного выше ряда столь характерна для НРГ и ВРГ, что эта их особенность на фоне монотонного разреза габброноритовой зоны интрузива предъявляет нам дифференцированность вещества явным образом. В случае более сложного разреза, где локальное возрастание степени дифференцированности не столь очевидно, следовало бы опереться на количественные показатели неоднородности. Их можно определить на основе того же показателя Альфена-Шеннона. Подчеркнем, что главная трудность в изучении неоднородности геологического разреза состоит в корректном проведении границ. К методике по этому вопросу сделаем еще одно замечание.

При изучении расслоенных базит-гипербазитовых комплексов, в немалой степени именно в связи с поиском в них платинометалльного оруденения, распространен способ проведения геологических границ по первому появлению кумулюсной минеральной фазы, например, оливина. Представляется, что практической целью это вспомогательное средство оправдывается. Но уяснение организации объекта (например, разреза интрузива) все же следует осуществлять в структурных понятиях, без заимствования их в другой (здесь — в генетической) методологии.

Наиболее интересен для описания петрографический уровень организации вещества, где следует различать структурные разновидности в пределах одного петрографического типа горной породы. Здесь фундаментальная нетождественность изначально не дана, как на геохимическом уровне, и она конструируется не так просто, как нетождественность типов горных пород по набору

породообразующих минералов. По нашему мнению, исходить следует из очевидного представления о том, что горная порода есть статистическая совокупность минеральных зерен в общем случае различной видовой принадлежности. Этого оказывается достаточно, чтобы развить для классификации петрографических структур следующий математический алгоритм. Пусть $m_1, \dots, m_n$ — список породообразующих минералов в n -минеральной горной породе; p_{ij} — вероятность межзернового контакта i -го и j -го из них, который обозначим $m_i m_j$. Тогда урав-

$$\sum_{i,j=1}^n p_{ij} m_i m_j = 1, \text{ с одной стороны,}$$

означает, что сумма вероятностей p_{ij} равна единице независимо от характера их конкретного распределения, а с другой — оно задает в пространстве переменных $m_1, \dots, m_n$ квадратичную поверхность, тип которой именно и определяется указанным распределением вероятностей. Так устанавливается однозначное соответствие между многообразиями структур горных пород и квадратичных поверхностей. (Очевидно, что структуры пород описываются этим способом с точностью до непрерывных деформаций межзерновых границ.) Физический смысл коэффициентов p_{ij} как вероятностей накладывается на диапазон их изменения ряд ограничений, что позволило сузить для целей петрографии общую классификацию квадратичных поверхностей и, по-видимому, достичь взаимной однозначности выявленного соответствия [3, 6]. А это дало возможность перенести границы классификации квадратичных поверхностей в многообразие структур горных пород, связав таким образом каждую петрографическую структуру с типом соответствующей ей поверхности.

Сделаем два важных замечания. Во-первых, квадратичная форма (она дана в левой части уравнения) непрерывна по коэффициентам p_{ij} . Но при этом, как известно, многообразие квадратичных форм классифицируется дискретными границами. Существо границ состоит в том, что на них скачком перестраивается топология квадратичных поверхностей. Исследование аналогии применительно к породам показало, что на этих же границах достигаются балансы коэффициентов p_{ij} , соответствующих моно- и полиминеральным сростаниям. Пересекая такую границу (мысленно или в реальном геологическом процессе), порода незаметно из массивной превращается в неоднородную (шлировую, такситовую, полосчатую и т.д.). Этот переход неуловим при макроскопическом исследовании породы. Во-вторых, наличие неоднородностей в строении породы обычно фиксируется термином «текстура». Предложенная аналитическая процедура дает некоторые основания для классификации этих неоднородностей по наблюдениям статистики p_{ij} , вскрывая соотношение понятий «структура» и «текстура» на коли-

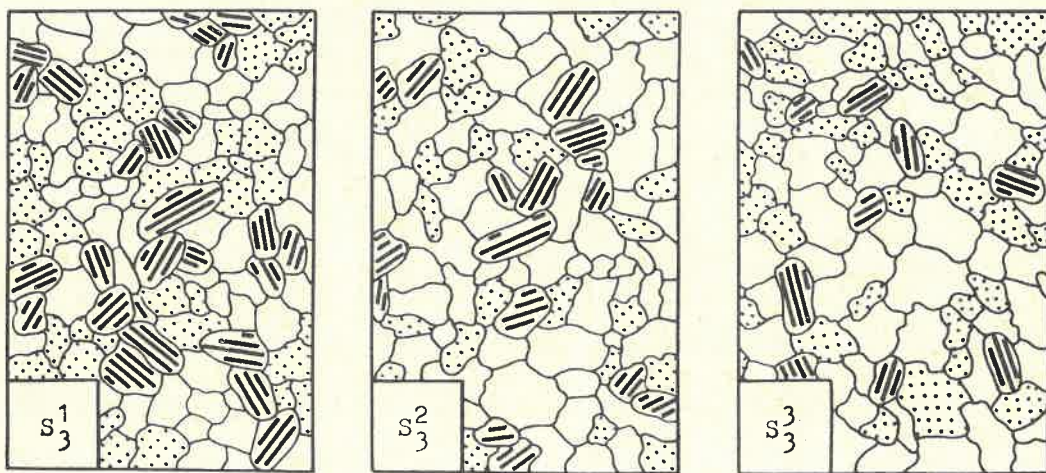
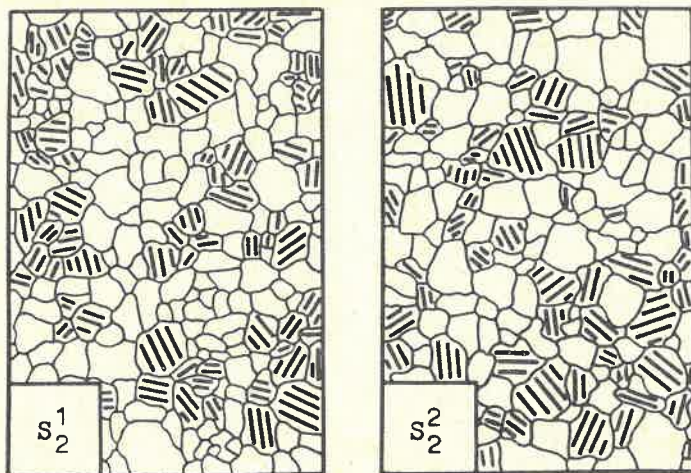


Рис. 2. Структурные разновидности норитов (S^1_2 , S^2_2) и габброноритов (S^1_3 , S^2_3 , S^3_3) из нижнего расслоенного горизонта на участке Марийок, $\times 10$:

заштрихован — ортопироксен; крап — клинопироксен; белый — плагиоклаз

чественном уровне. Подробнее этот вопрос рассмотрен нами в работе [5].

Изучение пород в пределах НРГ на участке Марийок (см. рис. 1) позволило выявить все возможное, согласно построенной классификации, разнообразие структур норитов и габброноритов (рис. 2). Видно, что в рядах S^1_2 , S^2_2 и S^1_3 , S^2_3 , S^3_3 тенденция к образованию мономинеральных агрегатов ослабевает, порода становится более массивной. Граница, к примеру, между разновидностями S^1_2 и S^2_2 норита определена тем, что на ней достигается равенство произведений вероятностей мономинеральных — бронзит (бронзит и плагиоклаз) плагиоклаз и полиминеральных — бронзит (плагиоклаз и плагиоклаз) бронзит, что, впрочем, то же самое, границ. Для разновидностей габбронорита эти условия записываются сложнее. Главный вывод, сделанный нами, состоит в том, что в пределах НРГ действительно имеет место интенсивная дифференциация пород на структурные разновидности. Оха-

актеризовать пространственную распределенность структурных разновидностей пока нельзя, т.к. картирование НРГ с этой целью не проводилось. Кроме того, здесь опять возникает проблема границ. Некоторые соображения по этому поводу нами высказаны в работе [2]. В пределах структурного типа характеристику горной породы можно уточнить, определив для статистики p_{ij} показатель Альфена-Шеннона. Как было показано ранее, к сожалению, на ограниченном материале, платинометальное оруденение тяготеет к породам с пониженными значениями показателя [2].

Итак, установлено, что локальные повышения концентраций элементов платиновой группы происходят на фоне дифференциации горных пород на структурные разновидности, которая, в свою очередь, имеет место в пределах наиболее дифференцированных частей разреза (НРГ и ВРГ) и эндоконтактовых пород интрузива. Эта закономерность пока не имеет исключений. Другими слова-

ми, оруденение ни разу не было встречено в массивных породах в монотонной части разреза интрузива. Это и позволяет рекомендовать для проверки на других геологических объектах факт согласованной дифференциации вещества на нескольких иерархических уровнях как признак их потенциальной рудоносности.

Заметим, что мы не употребляли вместо термина «дифференцирование» более сильный термин «структурирование». Второе подразумевает первое, но не наоборот. Дифференцирование изначально гомогенного вещества — только предпосылка к формированию из образованных неоднородностей той или иной пространственной структуры. Можно показать, кроме того, что один и тот же объект (например, разрез Федорово-Панского интрузива) может быть или не быть структурой в зависимости от того, задано ли и каким образом задано отношение порядка между его элементами (геологическими телами — слоями и линзами) [15, 16]. И это очень важно — корректно определить геологический объект как структуру в рамках некоторой объемлющей систематики, ведь суть его развития в том как раз и состоит, что он последовательно переходит из одних устойчивых состояний в другие, и следствия этих состояний зачастую фиксируются в структуре [12]. Например, выявленные нами структурные разновидности норитов и габброноритов определенно свидетельствуют о негомогенности расплава или(и) различных условиях его кристаллизации. Мы обратились в последнем случае к работе по синергетике геологических систем потому, что в рамках этого подхода согласованный (кооперативный) характер поведения системы на различных иерархических уровнях логично объясняется как ее реакция на упорядочивающий приток негэнтропии. Соответствует ли это реальности применительно к Федорово-Панскому интрузиву? По-видимому, утвердительно можно ответить лишь в отношении его эндоконтактовых пород, активно взаимодействовавших с вмещающей рамой (вспомним о ксенолитах боковых пород в зоне такситовых норитов), а затем и метаморфизованных. Но ксенолиты меланократовых норитов, плагиопироксенитов и плагиоперидотитов, предположительно вынесенные из более глубоких частей интрузива, установлены и в норитовой зоне [19]. Это заставляет вспомнить идею Е.К.Козлова о многофазном формировании Федорово-Панского интрузива [10]. В последние годы она в другом объеме поддерживается Р.М.Латыповым, выделяющим в самостоятельную интрузивную фазу платиноносные анортозиты [11, 19]. Если эти идеи верны, то строение интрузива, в т.ч. размещение в нем платинометалльного и сопутствующего медно-никелевого оруденения, послужит примером объекта, сформировавшегося в

режиме термодинамически открытой системы. В заключение еще раз подчеркнем, что согласованная дифференциация вещества, наблюдаемая непосредственно, и прогнозное значение этого факта там, где он имеет место, не зависят от судьбы указанной и других генетических гипотез.

Исследования выполнены по программе 94-05-16070 Российского фонда фундаментальных исследований.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Веселовский Н.Н., Войтеховский Ю.Л., Ражев С.А. Геохимические особенности комплексной минерализации Федорово-Панского расслоенного интрузива // Геохимия рудных элементов в базитах и гипербазитах. Критерии прогноза: Мат-лы Всесоюз. совещ. Иркутск, 4—8 сентября 1990 г., Иркутск, 1990. С. 59—62.
2. Войтеховский Ю.Л. К методике прогнозирования платиноносности пород Федорово-Панского интрузива по характеру их организации // Зап. Сиб. гос. горного ин-та. 1993. Т. 137. С. 49—56.
3. Войтеховский Ю.Л. О принципах организации горных пород и инвариантах квадратичных форм // Докл. РАН. 1994. Т. 338. № 3. С. 355—357.
4. Войтеховский Ю.Л. Опыт векторного представления комплексной геохимической аномалии в пространстве с нормой для исследования ее структуры // Мат-лы IV Международного симпозиума по проблемам прикладной геохимии. Т. 2. Иркутск, 7—10 сентября 1994 г. Иркутск, 1994. С. 173—174.
5. Войтеховский Ю.Л. О согласовании понятий структуры и текстуры и принципах организации горных пород // Зап. Всесоюз. минер. о-ва. 1995. № 2.
6. Войтеховский Ю.Л. Приложение теории квадратичных форм к проблеме классификации структур горных пород // Изв. вузов. Геология и разведка. 1995. № 1.
7. Гегель. Геологическая природа // Соч. Т. 2. Философия природы. М. — Л., 1934. С. 349—378.
8. Забродин В.Ю. Классификация геологических границ // Отеч. геология. 1993. № 12. С. 63—66.
9. Классификация и номенклатура магматических горных пород / В.Д.Андреева, О.А.Богатилов, М.Б.Бородаевская и др. — М.: Недра, 1981.
10. Козлов Е.К. Естественные ряды пород никеленосных интрузий и их металлогения. — Л.: Наука, 1973.
11. Кольская платиноносная провинция / Ф.П.Митрофанов, Ю.Н.Яковлев, Н.Л.Балабонин и др. // Платина России. Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов. М., 1994. С. 66—77.
12. Летников Ф.А. Синергетика геологических систем. — Новосибирск: Наука, 1992.
13. Медно-никелевые месторождения Балтийского щита / Г.И.Горбунов, В.Г.Загородный, В.И.Робонен и др. — Л.: Наука, 1985.
14. Проскураков В.В. Геологическое строение и особенности дифференциации основной интрузии Панских высот на Кольском полуострове // Основные и ультраосновные породы Кольского полуострова. Л., 1967. С. 40—54.
15. Скорняков Л.А. Элементы теории структур. — М.: Наука, 1970.
16. Усманов Ф.А. Основы математического анализа геологических структур. — Ташкент: Изд-во ФАН, 1977.
17. Шеннон К. Выбор, неопределенность и энтропия // Работы по теории информации и кибернетике. М., 1963. С. 259—263.
18. Юшкевич А.А. К истории понятий энтропии и информации (Об одном предвосхищении идей

УДК 553.43

© Л.Ф.Наркеллон, 1995

Парагенетические ассоциации и источники рудных элементов главнейших генетических типов месторождений меди

Л.Ф.НАРКЕЛЛОН (Читинский политехнический институт)

Отдельные генетические типы медных месторождений изучены довольно хорошо, по ним имеются многочисленные публикации в виде научных статей и фундаментальных монографий. Значительно хуже изучен весь комплекс медных месторождений в целом. Характер парагенетических связей рудных элементов и минералов, состав рудовмещающих пород, геотектоническое положение месторождений, соображения об источниках оруденения приводят нас к выводу о взаимосвязи этих параметров и о значении их для определения генетической природы медных месторождений.

Рассмотрим важнейшие промышленно-генетические типы медных месторождений, являющиеся ведущими в мире по запасам и добыче меди, составляющие более 90% от общего ее количества.

Медно-никелевые сульфидные месторождения. Подавляющее большинство магматических сульфидных медно-никелевых месторождений формировалось на стадии активизации краевых частей древних платформ. Подобные месторождения не характерны для геосинклинального этапа. Связаны они с базит-гипербазитовыми массивами, обогащенными магнием, и представлены расслоенными интрузивами, сложенными перидотитами, пироксенитами, габбро, норитами и габбро-диоритами на щитах, габбро-долеритами, пикритами и долеритами субвулканической фации — в чехле платформ. Более основные разности пород составляют нижние части массивов (их основная), менее основные — верхние.

Выделяются две главные эпохи формирования сульфидных медно-никелевых месторождений: протерозойская (Балтийский и Канадский щиты, Южная Африка, Австралия) и киммерийская (Сибирская платформа). Рассматриваемые месторождения распространены на Кольском полуострове (Печенга, Аллареченское, Монча), в Восточной Сибири (Норильск 1, Талнах, Октябрьское), за рубежом — в Финляндии (Пори), Швеции (Клева), Канаде (Садбери, Томпсон), США (Стиллуотер), ЮАР (Бушвельд, Инсизва) и Австралии (Камбалда). Все они

относятся к ликвационным магматическим месторождениям.

Рудные тела размещаются внутри, по периферии, в придонной части и вблизи материнских интрузий. Среди них выделяются следующие морфологические типы: пластообразные висячие залежи вкрапленных руд, иногда распространяющиеся в подстилающие породы, линзы и неправильные тела приконтактных брекчиевых руд, жилообразные и жильные тела массивных руд [6].

Руды обычно сингенетичные — вкрапленные и реже массивные, отмечаются также эпигенетичные массивные и брекчиевые, они комплексные и включают Ni, Cu, Co, Pt, Pd, Ru, Se, Te. Нередко встречаются Ag и Au. Минеральный состав оруденения магматических медно-никелевых месторождений удивительно прост и выдержан для всего мира. Главные рудные минералы — пирротин, халькопирит, пентландит, второстепенные — магнетит, пирит, кубанит, борнит, никелин, миллерит, полидимит, виоларит, сперрилит, куперит.

Медно-никелевое оруденение тесно связано с дифференцированными сложно построенными, обогащенными магнием базальтоидными интрузиями. Отделение металлов от силикатных расплавов и концентрирование их в виде руд существенно зависят от содержания в магме серы. Возможны два пути накопления серы в исходной магме — первичное обогащение в глубинных очагах (в верхней мантии) и вторичное обогащение при ассимиляции окружающих пород.

М.Н.Годлевский [2] выделяет три этапа формирования медно-никелевых месторождений — собственно магматический, постмагматический и метаморфический. В магматический этап образуется основная масса руды, а в последующие происходит лишь переотложение руд, которое может сопровождаться резким обогащением отдельных участков полезным ископаемым.

Магматический этап разделяется на следующие стадии: 1) ранняя магматическая — отделение сульфидной жидкости в ходе ликвации расплава; 2) средняя — кристаллизация пороодообразующих силикатов, сульфид-

ды остаются жидкими; 3) поздняя гистеромагматическая — кристаллизация сингенетических сульфидов; 4) заключительная — сульфуризация, т.е. образование сульфидов вследствие реакции серы с металлодержащими минералами горных пород, а также инъекциями жильного сульфидного расплава. При этом рудный расплав переходит в сульфидсодержащий гидротермальный раствор, из которого отлагались поздние борнит-миллеритовые руды. С низкотемпературной постмагматической стадией связано переотложение руд.

Характер парагенетических связей и количественные соотношения главных рудообразующих элементов — меди и никеля имеют большое значение для понимания условий формирования медно-никелевых месторождений и сопоставления их с месторождениями меди других генетических типов, рассматриваемых в настоящей работе.

Как установлено, главный фактор образования медно-никелевых месторождений — ликвидация магмы, в ходе которой магматический расплав дифференцируется на силикатную и сульфидную фракцию. При этом сульфидная обогащается Co в 7 раз, Cu — 50 и Ni — 150. Как показывают расчеты соотношений рудных элементов — основным источником Ni и Co и частично меди явились ликвидационные дифференцианты.

Изменение никель-медного соотношения в рудах происходит по следующим причинам:

1. В зависимости от содержания ультраосновных, основных и средних (по содержанию кремния) магматических пород. Относительно большое содержание никеля наблюдается в ультраосновных рудовмещающих породах, в основных содержание никеля снижается в результате увеличения содержания меди. Это подтверждается кларками, вычисленными А.П.Виноградовым, — максимальный кларк никеля имеют ультраосновные породы ($2 \cdot 10^{-1}\%$), а наибольший кларк меди соответствует основным породам ($1 \cdot 10^{-2}\%$).

2. В главнейших эпохах формирования медно-никелевых месторождений Ni/Cu различно: 1) для протерозойской эпохи, где рудовмещающие породы — типичные ультрабазиты, никель почти всегда превалирует над медью и Ni/Cu обычно равно 3:1 и только в эпигенетизированных рудах концентрация меди резко увеличивается; 2) для киммерийской эпохи, где рудовмещающие породы габбро-диориты и габбро-нориты, содержание меди по отношению к никелю увеличивается в 2—3 раза.

Важно рассмотреть распределение никеля и меди в различных по составу интрузивных комплексах Норильск — Талнахского рудного района (табл. 1).

3. В медно-никелевых сульфидных месторождениях выделены три типа оруденения: I — связан с ультраосновными и основными

породами, являющимися продуктами ликвидационной дифференциации; представлен сингенетическими вкрапленными и массивными рудами; II — распространяется в тектонических зонах и представлен эпигенетическими брекчиевидными, прожилково-вкрапленными, жильными рудами; III — приурочен к контактам интрузивных и вмещающих их пород, состоит из контактово-метасоматических руд. Изменяется Ni/Cu следующим образом: I — 3:1, II — неуравновешенное, от 2:1 до 1:2, III — 1:10. К этому типу часто приурочены богатые халькопирит-миллерит-борнитовые руды, являющиеся продуктами позднее наложенного гидротермального процесса.

Медно-порфировые гидротермальные плутонные месторождения расположены в глобальных металлогенических поясах Земного шара, представляющих собой разновозрастные (палеозой, мезозой, кайнозой) активизированные геосинклинальные складчатые системы. Среди них выделяются Восточно-Тихоокеанский пояс (Аляска, западные окраины Северной и Южной Америки, Антарктида); Западно-Тихоокеанский пояс (Северо-Восток и Восток России, Корея, островная территория Китая, Филиппины, Новая Гвинея, острова Океании, Новая Зеландия); Евроазиатский пояс (Юго-Восточная Европа, Кавказ, Афганистан, Пакистан, юго-запад Китая, Бирма, Таиланд, Индонезия); Урало-Монгольский пояс (Урал, Казахстан, Средняя Азия, Тува, Монголия, Забайкалье, Китай).

Рудные тела представлены штокверками овальной или кольцевой формы в плане, цилиндрической или конической в вертикальном разрезе. Штокверки нередко концентрического строения. Вертикальный размах оруденения 300—500 м и более. Руды состоят из тонкой сети кварцевых и кварц-полевошпатовых прожилков мощностью от нескольких миллиметров и до сантиметров, содержащих сульфиды, которые образуют также вкрапленность и гнезда. Главные рудные элементы — медь, молибден; редкие и рассеянные элементы — Re , Se , Te , Au , Ag , Pb , Cd , Zn , Ge , Bi , Sn , W . Главные минералы первичных руд — халькопирит, молибденит, пирит; второстепенные — борнит, гипогенный халькозин, энаргит, блеклые руды, галенит, сфалерит, магнетит, гематит, шеелит, касситерит. Среднее содержание Cu в первичных рудах 0,2—0,7%, Mo — 0,015—0,02%, Au — около 1 г/т. Попутно извлекаются Ag , Se , Te , Re и др. Текстуры руд прожилково-вкрапленные, реже брекчиевидные; структуры — гипидиоморфно-зернистая, порфировидная, коррозионная и др.

Прожилки формируются в несколько стадий: предрудную — кварц-полевошпатовые с убогой сульфидной минерализацией и магнетитом; рудную — сначала кварцевые с молибденитом, халькопиритом и пиритом,

Характерные признаки	Комплексы		
	Норильский	Курейский	Катангский
Степень дифференциации	Сильная	Слабая	Очень слабая
Среднее содержание MgO, %	10,5	8,5—9,0	7,2
Содержание легколетучих компонентов	Высокое	Низкое	Практически отсутствуют
В том числе серы, %	0,45—0,46	0,145	—
Способ образования руд	Ликвационный	Постмагматический	—
Рудовмещающие породы	Пикритовые габбро-долериты	Безоливиновые габбро-долериты	Интрузии среднего состава
Оруденение	Промышленная концентрация руд в донных залежах	Рассеянные сульфиды. Петландит очень редок. Мало перспективен	Оруденение отсутствует
Никель-медное соотношение	1:2	1:5	—
Типы пород по содержанию кремния	Ультраосновные — основные	Основные	Средние

золотом, серебром и др. и послерудную — халцедон, кальцитовые прожилки с ангидритом, флюоритом, баритом, гематитом [6].

Рудовмещающие породы — интрузивные порфиры и гранитоиды, частично вулканы и осадочные породы, подверженные интенсивным гидротермальным изменениям.

Большой фактический материал свидетельствует о генетической связи медно-молибденового оруденения с глубинным магматическим очагом гранитной магмы, породившим крупные плутоны, малые порфировые интрузии и рудоносные гидротермальные растворы. По соотношению меди и молибдена медно-молибденовые месторождения можно разделить на следующие две крайние группы (табл. 2): 1) собственно медно-порфировые месторождения с Cu/Mo — 250:1 и более ассоциируются со средними и основными слабощелочными породами; 2) молибден-порфировые месторождения, имеющие Cu/Mo до 1:1, ассоциируются с гранитоидами повышенной щелочности и высокой активностью калия.

Медно-колчеданные месторождения. Оруденение колчеданных месторождений сложено сульфидами железа. Минеральный состав массивных и вкрапленных руд всех колчеданных месторождений отличается резким преобладанием пирита, а иногда пирротина и маркозита, с которыми ассоциируют большей частью халькопирит, борнит, сфалерит, галенит, блеклые руды.

Колчеданные месторождения повсеместно связаны с базальт-липаритовыми вулканогенными формациями ранней стадии геологического развития эвгеосинклиналей, которые формировались от протерозойской до альпийской металлогенической эпохи. Среди них выделяют три главные промышленные разновидности: серноколчеданные (капельский тип), полиметаллически-колче-

данные (алтайский тип), медно-колчеданные (уральский тип).

Медно-колчеданные месторождения приурочены к осадочно-вулканогенным толщам базальтоидных формаций натриевой серии в эвгеосинклиналях, а также к сопряженным с ними по латерали кремнисто-терригенным образованиям. Рудные тела залегают в верхних частях разреза этих формаций — в вулканических брекчиях, туфах кислого состава и вулканомиктовых породах. Месторождения контролируются локальными вулканическими структурами, являющимися элементами более крупных вулканических построек. Месторождения известны на Урале (Гай, Сибай), на Кавказе (Уруп, Кафан), в Турции — Эргани, на Кипре, Испании — Тио-Тинто, Японии и др.

Рудные тела имеют форму согласных пластовых залежей и линз, сложенных массивными и слоистыми рудами, а также сопряженных с ними (в лежащем боку) штоков, жил и штокверков прожилково-вкрапленного типа (В.И.Смирнов, 1986).

Главными рудными элементами являются: Cu , S , Zn ; второстепенными и редкими — As , Sb , Se , Te , Bi , In , Ga , Ge , Ag , Au , Pt , Cd , Pb , Zn , Tl . Характерная особенность минерального состава медно-колчеданных месторождений — исключительное обилие пирита, с которым ассоциирует халькопирит, сфалерит, борнит, энаргит, блеклая руда, пирротин, реже галенит, арсенопирит. Общий список рудных минералов здесь насчитывает около 40 названий.

Медно-колчеданные месторождения рассматриваются как продукты восходящих минерализованных газо-гидротермальных потоков, генерированных глубинными вулканическими очагами. При этом выделяют два типа месторождений: 1) вулканогенный гидротермально-метасоматический, который образуется при отложении рудного

2. Типы месторождений медно-порфирового семейства [3]

Типы	Характеристика							Примеры месторождений
	Основные рудообразующие (второстепенные типичные) минералы	Cu/Mo в первичных рудах	Сопутствующая минерализация	Рудоносные интрузивные образования — формации	K ₂ O/Na ₂ O	Рудоносные порфировые фазы	Геотектоническая позиция	
Собственно медно-порфировый и золото-медно-порфировый	Пирит, халькопирит, магнетит, гематит, борнит (пирротин)	200:1 — 250:1	Pb, Zn	Габбро—диорит-кварц-диоритовая (плагιοгранитная), натриевая	0,1—0,4	Кварцевые диоритовые порфиры, плагиогранит-порфиры	Позднегеосинклинальные базальтоидные вулканоплутонические пояса	Салаватское (Урал), Пангуна (Папуа — Новая Гвинея)
Молибден-медно-порфировый	Пирит, халькопирит, молибденит (борнит, магнетит, галенит, сфалерит)	30:1 — 200:1	Pb, Zn, Ag	Габбро-диорит-гранодиоритовая, калиево-натриевая	0,5—0,8	Гранодиорит-порфиры	Орогенные и орогенно-плутонические пояса; эпизвогеосинклинальные	Коунрад (Казахстан), Эрдэнтуин-Обо (Монголия)
Медно-молибден-порфировый	Пирит, халькопирит, молибденит, борнит, (сфалерит, галенит)	15:1 — 40:1	Pb, Zn, Ag	Диорит-гранодиорит-монцитовая, натриево-калиевая	0,9—1,2	Кварцевые монцититы, порфиры	Активизированные эпигеосинклинальные	Анюйское (Россия), Бингэм (США)
Молибден-порфировый	Пирит, молибденит, халькопирит (шеелит, касситерит)	1:1 — 20:1	Sn, W	Диорит-гранодиорит-гранитная, калиевая	1,2	Гранит-порфиры	Андезитовые эпикратонные	Сорское (Россия), Клеймакс (США)

вещества из потоков на путях их подъема; 2) вулканогенный гидротермально-осадочный формируется при осаждении вулканических продуктов и полезных компонентов на дне морских бассейнов. Отложение вулканического материала и осадков из размываемых пород области сноса происходит по законам седиментации.

Месторождения подобного типа формировались в 2—3 этапа, иногда расчленяющиеся на стадии минералообразования. Первый этап характеризуется гидротермальной переработкой и пиритизацией вмещающих пород; во-втором происходило отложение преимущественно сульфидов железа; в третий, наиболее продуктивный, выделялись халькопирит и сфалерит. Фаціальная и стадийная зональность рудных залежей выражается в смене пиритовых руд пирит-халькопиритовыми и пирит-халькопирит-сфалеритовыми от лежащего бока к висячему. Концентрическая зональность заключается в том, что в центральных частях рудного тела, вблизи выводных каналов, наблюдаются повышенные содержания халькопирита, а на флангах — сфалерита.

Источниками рудного материала медно-колчеданных месторождений являлись продукты наземной и подводной вулканической деятельности, что можно наблюдать при изучении вулканов. В современных вулканических продуктах устанавливаются многие рудные элементы, в том числе и харак-

терные для медно-колчеданных месторождений. Так, при исследовании вулканитов Узонской кальдеры (Камчатка) было обнаружено более 30 рудных элементов, в том числе толщи с высоким содержанием серы.

Стратиформные месторождения (медистые песчаники и сланцы). Стратиформные месторождения цветных, благородных и редких металлов, к которым относятся рассматриваемые месторождения, характеризуются следующими особенностями: 1) рудные тела таких месторождений имеют четкую пластовую форму; 2) рудовмещающими породами в них являются песчаники, алевролиты, аргиллиты и карбонатные породы, согласно залегающие; 3) оруденелые пласты строго определенного стратиграфического положения.

Медистые песчаники и сланцы, приуроченные к орогенным и платформенным областям, накапливались в пределах наложенных орогенных впадин в складчатых областях (Тува, Хакасия, Северная Киргизия, Центральный Казахстан), в краевых прогибах (Пенсильвания, США; прогиб Эбро, Испания), в древних внутриплатформенных прогибах (Замбия, Заир — Южная Африка), в краевых частях платформ (Мансфельд, ФРГ; Нижняя Силезия, Польша; Западный склон Урала, Юг Сибирской платформы, Китай и др.). Медистые отложения наиболее распространены в геотектонических структурах областей дорифей-

3. Положение и характеристика источников оруденения генетических типов месторождений меди

Зона, глубина, км	Магматические медно-никелевые	Плутонно-гидротермальные медно-порфировые	Вулканогенные медно-колчеданные		Стратиформные месторождения меди (осадочные)
			Гидротермально-метасоматические	Гидротермально-осадочные	
Поверхностная	—	—	—	—	Различные магматические, осадочные и метаморфические породы областей сноса $t = 50^{\circ}\text{C}$
Гипабиссальная, 0,2—1	—	—	—	Осадочно-вулканогенные толщи базальтоидные $t = 40—220^{\circ}\text{C}$	—
	—	—	Базальтоидные толщи $t = 300^{\circ}\text{C}$	—	—
Гипо-мезо-абиосальная	0,3—2,5	Кварцевые монцитит-порфиры $t = 350—250^{\circ}\text{C}$	—	—	—
	1—6	Базит-гипербазитовые массивы $t = 800^{\circ}\text{C}$	—	—	—

ской, байкальской, каледонской и герцинской складчатостей.

Важный региональный фактор в размещении медного оруденения — формационный контроль, выраженный в тесной генетической связи меденосных отложений с красноцветными толщами, а также в парагенетической связи с соленосными и другими осадочными формациями, состоящими из многих важных полезных ископаемых. Эти установленные связи, их закономерные пространственные взаимоотношения и другие многочисленные признаки свидетельствуют об единой осадочной природе меди и других сопутствующих ей элементов.

Характерная особенность медистых песчаников и сланцев — сложный вещественный состав, наличие большого количества рудных элементов, что отличает их от других генетических типов месторождений меди, рассматриваемых в настоящей работе. В составе руд медистых песчаников и сланцев установлено около 50 рудных элементов, что позволяет считать их руды многокомпонентными и сложными по составу. Так, в рудах месторождений установлены элементы: Cu, Pb, Zn, Ag, Co, Ni, Fe, Au, As, V, Bi, U, Mn, Cd, Ga, Se, Ge, Sb, Sc, Re, Pt, Hg, Ti, Cr, Ba, Tl, Zr, Pd, Sr, F, Sn, W, Te, Ta, Nb, In, Mo и др. [4].

Содержания элементов в рудах колеблются в очень широких пределах, но всегда превышают кларки в несколько раз. Элементы концентрируются как во вкрапленных рудах, так и в прожилках различного состава, пересекающих рудоносные пласты.

Руды медистых песчаников и сланцев содержат около 70 различных минералов. По

степени распространения ведущее положение занимают сульфиды (около 75%). Главными рудообразующими минералами являются (в порядке преобладания): халькозин-борнит — халькопирит — пирит. В размещении рудных минералов наблюдается асимметричная горизонтальная и вертикальная зональность. Устанавливаются следующие рудные зоны с приуроченностью к ним рудных элементов с повышенными содержаниями: халькозиновая (Ag, Au, Hg, Pt), борнитовая (Bi, As, Sb, Re, Pb), халькопиритовая (Zn, Pb, Cd, In, Ge, Co), пиритовая (Se, Te, Ni, Co).

При наличии в медных рудах попутных рудных элементов с повышенными содержаниями образуются следующие комплексные медные месторождения промышленного значения: медно-свинцово-цинковые (Нижняя Силезия, Польша), медно-кобальтовые (Замбия, Заир), серебряно-медные (плато Колорадо, США, Коро-Коро, Африка, Нижняя Силезия, Польша), медно-свинцово-цинковые с Ag и Re (Джезказган), медно-висмутовые (Дарваз, Таджикистан), медно-марганцевые (Тимна, Израиль), медно-германиево-галлиевые (Африка), медно-ванадиево-урановые (плато Колорадо, США) и др.

Источником рудного вещества при образовании месторождений медистых песчаников и сланцев являются обогащенные металлами породы областей сноса, размывавшиеся в период формирования рудоносных осадков [5]. При этом участвовало несколько типов пород, отличающихся по петрографическим и геохимическим особенностям. Комплекс размываемых пород, различных по вещественному составу и характеру ору-

4. Содержания некоторых рудных элементов в главных типах горных пород земной коры [1]

Рудные элементы	Ультраосновные	Основные	Средние	Кислые	Осадочные
Fe					
Ni					
Co					
Платиноиды					
Cu					
Mo					
Zn					
Ag					
S					

денения определял разные сочетания и комбинации рудных элементов, что в итоге приводило к образованию различных комплексных месторождений с высокой концентрацией металлов.

Источники и парагенетические связи рудных минералов как критерии генезиса месторождений меди. Рассмотрев источники оруденения и парагенетические связи рудных элементов в главнейших генетических типах медных месторождений, можно сделать следующие выводы:

1. Главнейшие типы медных месторождений охватывают почти все генетические типы коренных полезных ископаемых и составляют ряд месторождений с закономерно изменяющимися параметрами: магматические медно-никелевые, плутогенно-гидротермальные медно-порфировые, вулканогенные гидротермально-метасоматические медно-колчеданные, вулканогенные гидротермально-осадочные медно-колчеданные, осадочные стратиформные месторождения меди. В этом ряду от магматических до осадочных закономерно изменяются глубина залегания очагов оруденения и температура его образования (t). Установлена четкая прямая зависимость между ними (табл. 3).

2. От магматических к осадочным месторождениям закономерно изменяется вещественный состав руд. Медно-никелевые месторождения включают 10 рудных элементов, медно-порфировые — 14, медно-колчеданные — 20, медистые песчаники и сланцы — 50. Такое размещение элементов можно объяснить усложнением состава источников оруденения, вовлечением пород различного состава, развитием палингенеза, метасоматических и гидротермальных процессов при формировании эндогенных месторождений. Для осадочных месторождений меди в образовании состава их руд решающее значение имеют области сноса, поставивших в бассейны седиментации терригенный, хемогенный и рудный материалы.

3. Для эндогенных месторождений устанавливаются парагенетические устойчивые ассоциации, проявляющихся во многих месторождениях мира: для медно-никелевых

месторождений характерна ассоциация Cu—Ni, для медно-порфировых — Cu—Mo, для медно-колчеданных — Cu—S. Эти устойчивые ассоциации элементов можно объяснить приуроченностью к различным типам магматических пород (ультраосновные — кислые). Например, известно, что медь — характерный элемент основных магм, а никель — ультраосновных. Поэтому ассоциация ультраосновных и основных пород может привести к устойчивому парагенезису — Cu—Ni и т.д. (табл. 4). В таблице содержания элементов в горных породах даны: линии — максимальные, точки — повышенные.

В силу специфических особенностей формирования месторождений медистых песчаников и сланцев устойчивые парагенетические связи для основных рудных элементов не характерны.

4. Проанализировав различные генетические типы медных месторождений, можно еще раз подтвердить, что стратиформные месторождения меди имеют первично-осадочный генезис. Однако в ходе вторичных пострудных изменений они могут быть интенсивно эпигенетизированы и метаморфизованы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Виноградов А.П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры // Геохимия. 1962. № 7. С. 555—571.
2. Годлевский М.Н. Магматические месторождения // Генезис эндогенных рудных месторождений. — М., 1968. С. 7—83.
3. Кривцов А.И., Мигачев И.Ф., Попов В.С. Медно-порфировые месторождения мира. — М.: Недра, 1986.
4. Наркелюн Л.Ф., Салихов В.С., Трубаев А.И. Медистые песчаники и сланцы мира. — М.: Недра, 1983.
5. Наркелюн Л.Ф., Юргенсон Г.А. Об источниках рудного материала при образовании месторождений типа медистых песчаников // Литология и полезные ископаемые. 1968, № 6. С. 114—124.
6. Смирнов В.И., Гинзбург А.И., Григорьев В.М., Яковлев Г.Ф. Курс рудных месторождений. — М.: Недра, 1986.
7. Старицкий Ю.Г., Туганова Ю.В. Генетические типы медно-никелевых руд Сибирской платформы. Геология рудных месторождений. 1986. № 1. С. 37—44.

Принципы структурно-вещественного и геохимического районирования рудоносных провинций

Р.И.ЛУТКОВ (ИМГРЭ)

Укрепление минерально-сырьевого потенциала страны требует эффективных методов прогноза месторождений полезных ископаемых. Накопленный практический опыт и теоретические изыскания позволяют качественно по-новому подходить как к прогнозной оценке новых площадей, так и к переоценке освоенных горнорудных районов.

Как справедливо отмечает Л.Н.Овчинников [4]: «...в таксономии и терминологии прогнозно-металлогенической области нет единства и единообразия. Содержание выделенных многими авторами металлогенических единиц и категорий сильно различается, хотя часто очевидно, что речь идет об одном и том же...» В своих построениях мы придерживались, по мере возможности, общепринятых систематик рудоносных геоструктур и рудных объектов [4, 7, 9], но имея обширный фактический материал, попытались дать количественные критерии выделения геоструктур, определить на количественной основе их параметры на примере Уральской рудоносной провинции.

Весь опыт металлогенических исследований показывает, что только комплексный подход к оценке рудоносных геоструктур (вещественный, структурный, геофизический и геохимический) позволяет дать обоснование, достоверные и количественные критерии прогноза, причем не только отдельных видов полезных ископаемых, но и оценки площадей на все виды минерального сырья, включая нерудное, которое может быть обнаружено на изучаемой площади.

Оруденение — конечный продукт дифференциации рудно-магматических систем и неразрывно генетически и, в большинстве случаев, пространственно связано с ними. Вследствие этого выделение и изучение разноранговых рудоносных геоструктур, которые сформированы рудогенерирующими и рудолокализирующими системами и вмещающими их вещественными комплексами, совершенно необходимо для изучения закономерностей размещения в них месторождений и, следовательно, для их прогноза. Как и для большинства геологических объектов, для рудоносных геоструктур наблюдается ранговость: от провинций до локальных геоструктур; в соответствие с этим наблюдается и ранговость рудных объектов: от металлогенических провинций до рудных тел.

Разномасштабное районирование рудо-

носных провинций позволяет не только выявить их геологическую структуру на разных уровнях организации вещества, но и выделять разноранговые рудоносные геоструктуры и рудные объекты: металлогенические области и зоны, рудные районы, узлы и поля.

Мелкомасштабное районирование Уральской провинции было проведено несколько десятилетий назад (И.Д.Соболев, 1969) и не претерпело сколь-нибудь существенных изменений. На Урале выделяют следующие геоструктуры 1-го порядка (с запада на восток): Предуральский краевой прогиб, Внешнеуральская зона смятия, Центрально-Уральское (Урал-Тауское) поднятие, Главный геосинклинальный (Тагило-Магнитогорский) прогиб, Восточно-Уральское поднятие, Восточно-Уральский прогиб, Зауральское поднятие, Тюменско-Кустанайский прогиб и Тоболо-Кушмурунское поднятие.

Эти геоструктурные пояса различаются типом и характером магматизма, металлогенической специализацией. Для прогибов с их преимущественно базальтоидным магматизмом характерны сидерофильное и халькофильное оруденения, а для поднятий с преимущественным гранитоидным магматизмом — литофильное. Связь металлогении Урала с его глубинным строением (геоструктуры 1-го порядка являются структурами наиболее глубокого заложения), а также параметры этой связи освещены в работах [5, 6].

В последние 10—15 лет на Урале Е.М.Ананьевой, К.К.Золосевым, М.С.Рапопортом и другими исследователями выделены геоструктуры более высокого порядка: геоструктурные (структурно-формационные) блоки и зоны. Используя данные по составу вещественных комплексов, дискретности физических полей (сейсмического, силы тяжести, магнитного), эти геологи показали, что наблюдается дискретность состава и верхних уровней земной коры на Урале: для геоструктурных поясов характерно мозаично-блоковое строение коры. Было установлено также, что дискретность физических полей в полной мере отражает таковую вещественных комплексов.

Совместно с Е.М.Ананьевой и Е.Б.Горнович нами были выделены семь типов вещественных комплексов по их основности-

1. Параметры Δg в главных типах геоструктурных блоков и зон Урала по основности земной коры

Статистическая оценка	Геоструктурные блоки и зоны						
	Ультрасна- лические УС	Сналичес- кие С	Сиало-фе- мические облегчен- ные СФО	Сиало-фе- мические утяжелен- ные СФУ	Фемиче- ские Ф	Фемиче- ские утяже- ленные ФУ	Ультрафе- мические УФ
Число наблюдений	7	42	95	67	32	5	12
Оценка среднего	-14,9	-0,9	+ 16,6	+ 25,6	+ 36,2	+ 49,3	+ 76,7
Стандартное отклонение	11,6	6,9	5,6	8,3	8,7	13,5	15
Асимметрия распределения	+ 0,05	-0,09	+ 0,05	+ 0,09	0	+ 0,05	+ 0,02
Экссесс распределения	+ 0,04	-0,01	+ 0,12	-0,01	+ 0,02	-0,03	+ 0,07
Минимальное достоверное	-36,6	-14,7	+ 5,4	+ 9	+ 18,8	+ 22,3	+ 46,7
Максимальное достоверное	7,4	12,9	27,8	42,2	53,6	72,4	106,7
Точность среднего	$\pm 0,28$	$\pm 0,28$	$\pm 0,16$	$\pm 0,29$	$\pm 0,3$	$\pm 0,34$	$\pm 0,51$
Коэффициент вариации	0,236	0,279	0,315	0,258	0,2	0,126	0,16

кислотности [1], наиболее полно представленных в геоструктурных поясах; по программе пространственно-статистического анализа [3] были рассчитаны параметры поля силы тяжести для выделенных типов вещественных комплексов, что позволило провести районирование геоструктурных поясов как на открытой, так и на перекры-

той мезокайнозойскими отложениями частях Урала.

В табл. 1 в условных единицах даны параметры поля силы тяжести для геоструктурных блоков и зон по основности земной коры. Дискретность поля силы тяжести при переходе от одного типа блоков и зон к другому отчетлива видна на рис. 1.

Всего на Урале выделено более 300 геоструктур 2-го порядка, их площадь меняется от 0,4 до 20 тыс. км², составляя в среднем 4,5 тыс. км². Размещение различных типов геоструктурных блоков и зон по основности земной коры в пределах Среднего и Южного Урала приведено на рис. 2, где можно заметить приуроченность тяжелых и утяжеленных блоков и зон к прогибам, а облегченных и легких — к поднятиям.

Совместно с Л.Н.Овчинниковым, Е.М.Ананьевой, К.К.Золотовым и другими геологами нами были изучены закономерности размещения месторождений полезных ископаемых в выделенных геоструктурных блоках и зонах [2]. Было установлено, что существует четкая приуроченность (по масштабу оруденения) определенных металлов к геоструктурным блокам и зонам определенной основности (табл. 2). Так, например, при сопоставимой встречаемости хромитовых объектов во всех типах блоков и зон по вещественному составу около 95% запасов хромитов приурочено к ультрафемическим блокам и зонам. С другой стороны, наблюдается узкая металлогеническая специализация отдельно взятых геоструктурных блоков или зон — 75% блоков и зон специализированы на 1—3 металла.

Размеры, вещественная и структурная обособленности, узкая металлогеническая специализация геоструктурных блоков и зон дают нам основание отождествлять их с рудными районами. В пределах геоструктурных блоков и зон месторождения приурочены, как правило, к рудно-магматическим системам, которые, в свою очередь,

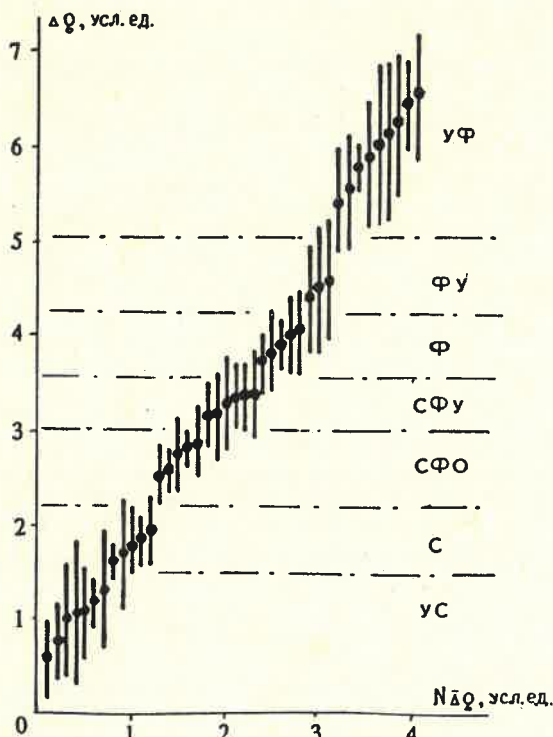


Рис. 1 Дискретность поля силы тяжести в геоструктурах Урала:

Δg — условное значение поля силы тяжести; $N\Delta g$ — ранжированный ряд геоструктур по средней оценке поля силы тяжести

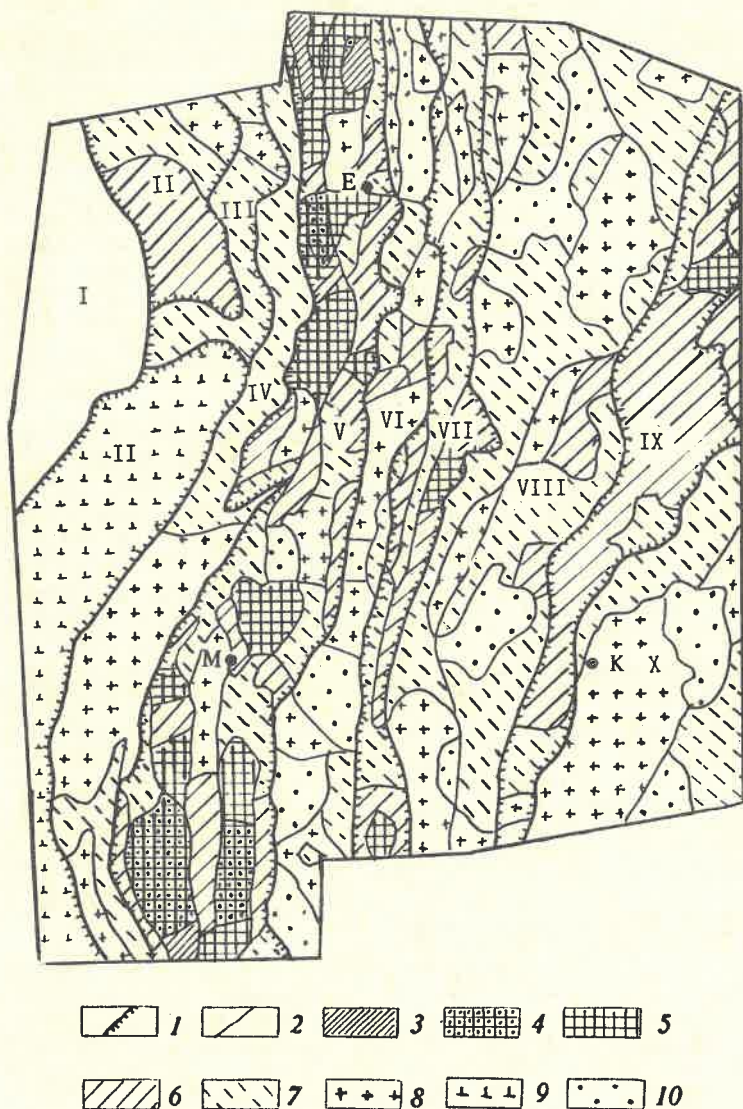


Рис. 2. Схема блокового строения земной коры Среднего и Южного Урала (по Е.М.Ананьевой, Е.Б.Горонович, Р.И.Луткову, Е.Д.Шмидт):

I — границы геоструктурных поясов (I — Восточно-Европейская платформа, II — Предуральский краевой прогиб, III — Внешнеуральская зона смятия, IV — Центрально-Уральское поднятие, V — Главный геосинклинальный прогиб, VI — Восточно-Уральское поднятие, VII — Восточно-Уральский прогиб, VIII — Зауральское поднятие, IX — Тюменско-Кустанайский прогиб, X — Тоболо-Кушмурунское поднятие); 2 — границы геоструктурных блоков и зон; типы геоструктурных блоков и зон по основности земной коры: 3 — ультрафемические, 4 — фемические утяжеленные, 5 — фемические, 6 — сиалофемические утяжеленные, 7 — сиалофемические облегченные, 8 — сиалические, 9 — легкие, 10 — ультрасиалические; Е — Екатеринбург, М — Магнитогорск, К — Кустанай

совместно с вмещающими комплексами пород можно рассматривать в качестве рудных узлов.

Мелко- и среднемасштабное районирование рудоносных провинций по вещественным комплексам и параметрам физических полей позволяет выделять мелко- и среднемасштабные рудоносные геоструктуры: геоструктурные пояса и области, соответствующие металлогеническим поясам и областям, а также геоструктурные блоки и зоны, соответствующие рудным районам. Однако по составу вещественных комплексов металлогеническую специализацию рудоносных геоструктур на данном этапе исследований можно определить только в пределах ассоциаций рудных формаций: сидерофильной, халькофильной или литофильной. Для более четкого определения рудной формации, генерируемой той или иной рудно-магматической системой, необходимо иметь прямые прогнозные признаки, такие как геохимические поля, связанные с рудными процессами.

Геохимические поля, как и другие геологические образования, являются многограновыми системами. Для выделения аномальных геохимических полей, связанных с месторождениями полезных ископаемых, необходимо знать, прежде всего, геохимическую характеристику геоструктур. С этой целью должно быть проведено, в первую очередь, мелкомасштабное геохимическое районирование. Такое районирование было проведено нами на территории Среднего и Южного Урала по данным распределения металлов в литогеохимических потоках рассеяния, любезно предоставленным в наше распоряжение Г.А.Вострокнutowым и его коллегами из ЦМГХП Уральского РГК.

На картах распределения для каждого из 23 металлов была выявлена дискретность в распределении их концентраций, выделены монометалльные геохимические поля. По сопряженности монометалльных полей в пределах изучаемой территории нами выделены 10 геохимических областей (рис. 3) и

2. Относительное (в%) распределение запасов металлов в главных типах геоструктурных блоков и зон Урала по основности земной коры

Металл	Геоструктурные блоки и зоны						
	Ультра-сиалические	Сиалические	Сиало-фемические облегченные	Сиало-фемические утяжеленные	Фемические	Фемические утяжеленные	Ультра-фемические
Cr	0,1	0,2	0,5	0,8	2,6	1,1	94,6
Pt	—	4,3	3,3	3,4	17,1	17,2	54,8
Ti	—	0,9	6,3	24	4,7	1,7	63,3
Fe _{скарн}	0,9	3,2	5,6	50,6	6,2	6,3	27,2
Cu _{скарн}	—	—	—	—	61,9	38,1	—
Ni	9,3	—	2,9	11,3	1,2	66	9,3
Cu—Zn	—	10,4	31,8	0,5	21,3	34,5	1,8
Mn	—	6,9	7,4	4,4	80,8	0,1	0,4
Al	0,1	8,7	4,5	75,8	9,9	1	—
Au	0,7	23,5	33,8	6,2	18,2	15,3	2,3
Zr	0	56,3	—	43,6	—	—	—
Ta—Nb	0,4	13,3	53,7	32,5	—	—	—
W	0,5	48,7	13,9	37	—	—	—
Mo	15,5	1,1	75,1	3	3,9	1,4	—
Be	6,4	93,6	—	—	—	—	—
CaF ₂	72,5	27,5	—	—	—	—	—

определена их геохимическая специализация (табл. 3).

Параметры содержаний металлов в геохи-

мических областях должны учитываться при выделении аномальных геохимических полей (АГП). Сложна разбивка выделенных АГП — необходимо отделить аномальные геохимические поля, связанные с рудно-магматическими системами и являющиеся частью рудогенных процессов от полей, аномальных по параметрам, но отражающих локальные флуктуации фона, от аномальных полей, обусловленных ландшафтно-климатическими условиями местности, от техногенных геохимических полей. Критериями такой разбивки могут служить комплексность АГП, их морфология, размеры, приуроченность к магматическим системам и центрам, соответствие формационного состава АГП составу вещественных комплексов магматических систем.

Наличие и состав аномальных геохимических полей, связанных с рудно-магматическими системами, могут служить прямыми прогностическими критериями оруденения на новых площадях, в т.ч. и перекрытых более моло-

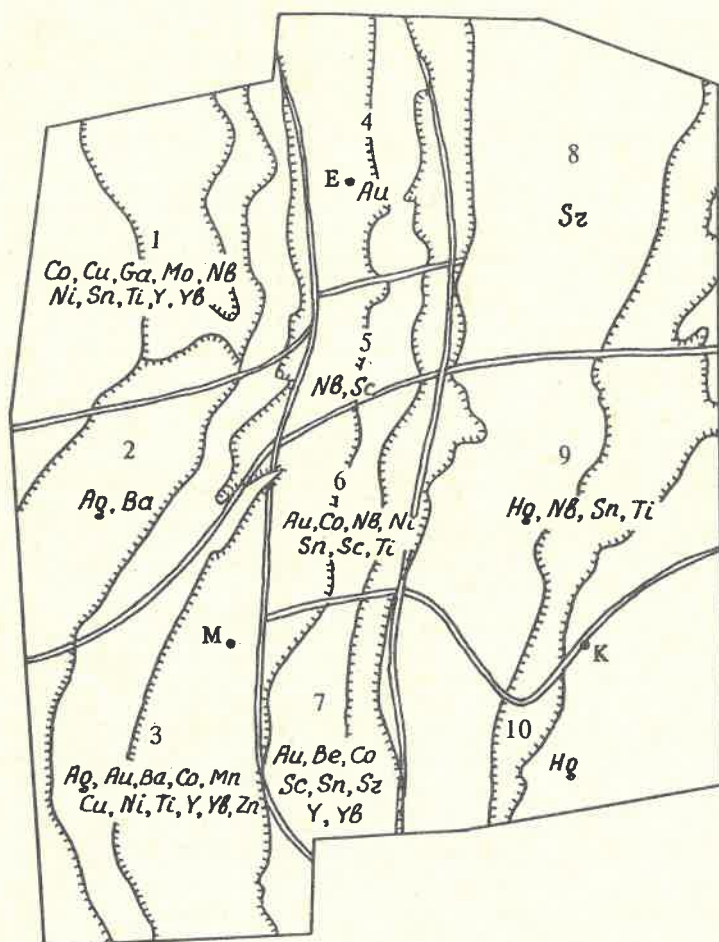


Рис. 3. Геохимические области Среднего и Южного Урала и их геохимическая специализация:

геохимические области: 1 — Артинская; 2 — Юрюзанская; 3 — Магнитогорско-Залайская; 4 — Свердловская; 5 — Кыштымская; 6 — Челябинско-Уйская; 7 — Карталы-Адамовская; 8 — Тюменская; 9 — Валенторская; 10 — Южно-Тобольская; остальные усл. обозначения см. рис. 2

3. Коэффициенты концентрации металлов в геохимических областях Среднего и Южного Урала (по данным литогеохимических потоков рассеяния)

Металл	Среднее содержание, г/т	Геохимические области									
		Артинская	Юрюзанская	Магнитогорско-Залаирская	Свердловская	Кыштымская	Челябинско-Уйская	Карталинско-Адамовская	Тюменская	Валерьевская	Южно-Тобольская
Ag	0,4	0,95	1,23	1,26	0,9	0,95	0,9	0,9	0,92	0,9	0,9
Au	0,02	0,49	1,05	1,5	1,87	0,84	1,99	3,03	0,31	0,29	0,31
Ba	408	0,61	2,65	2,09	0,41	0,82	0,5	0,5	0,55	0,45	0,56
Be	2,9	0,64	1,01	0,71	0,91	1,15	1,13	1,57	1,07	1,07	1,1
Co	7,6	1,53	1,05	1,7	0,64	0,67	1,46	1,32	0,66	0,51	0,53
Cr	272	1,21	1,41	0,99	0,77	0,93	1,13	0,86	0,73	0,89	1,17
Cu	36,7	1,31	1,01	1,29	1,09	0,98	1,12	1,01	0,79	0,72	0,89
Ga	12,2	1,61	0,06	1,23	1,38	0,88	1,08	0,84	0,66	0,96	0,67
Hg	0,3	0,65	0,72	0,81	1	1,09	1,18	1,11	1,08	1,45	1,47
Mn	639	1,19	0,79	1,51	0,75	0,96	1,06	0,91	1,07	0,75	0,74
Mo	1,6	2,34	1,28	0,76	0,66	0,74	0,94	1,13	0,54	0,68	1,34
Nb	8,6	1,31	0,86	0,73	0,76	1,23	1,21	1,02	0,99	1,19	1,01
Ni	34,1	1,28	0,89	1,45	0,8	0,9	1,41	0,85	0,79	0,79	0,79
Pb	12,1	1,03	0,86	1,37	1,24	1,02	1,15	1,21	0,88	0,98	0,87
Sc	3,8	1,17	0,91	0,74	0,96	1,78	1,35	1,82	0,77	0,75	1,09
Sn	0,5	1,36	0,73	0,67	0,82	0,78	1,44	1,64	0,84	1,4	0,64
Sr	20,7	0,83	0,69	0,81	0,74	1,2	1,29	1,33	1,27	0,95	1,14
Ti	3105	1,26	0,7	1,32	0,69	0,7	1,22	0,97	0,81	1,19	0,77
U	62,4	1,15	0,94	1,18	0,77	0,89	1,06	1,05	0,85	1,05	0,91
Y	17,5	1,24	0,95	1,26	0,94	0,82	0,87	1,23	0,97	0,82	0,79
Yb	1,8	1,18	1,02	1,24	0,93	0,9	1,03	1,18	0,90	0,84	0,81
Zn	60,3	1,18	0,74	1,51	0,97	1,06	0,98	0,67	0,88	0,95	0,76
Zr	197	1,05	0,86	1,05	0,72	0,85	0,85	1,03	1,07	1,18	0,95

дыми осадочными образованиями.

Таким образом, комплексное вещественное, структурное, геофизическое и геохимическое районирование рудоносных провинций в разных масштабах совершенно необходимо для выявления и оконтуривания рудоносных и потенциально рудоносных геоструктур, определения их возможной металлогенической специализации и оценки масштаба оруденения. Исключение из комплексного металлогенического анализа хотя бы одного метода резко снижает информативность и достоверность прогнозных критериев.

Разномасштабное комплексное районирование позволяет выделять разноранговые рудоносные (потенциально рудоносные) геоструктуры: геоструктурные пояса и области, блоки и зоны, рудно-магматические (потенциально рудно-магматические) системы и центры, соответствующие металлогеническим поясам и областям, рудным районам, узлам и полям. Геохимическое районирование позволяет выделять разноранговые геохимические поля: пояса и области, аномальные поля, локальные аномалии и ореолы.

Комплексное районирование рудоносных провинций, проводимое в разных масштабах на количественной основе пространственно-статистическим анализом, повышает информативность и достоверность критериев

ев прогноза месторождения полезных ископаемых.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Ананьева Е.М., Горонович Е.Б., Логанова Е.В., Лутков Р.И.* Геофизические параметры неоднородности земной коры Урала // *Нетрадиционные методы геофизических исследований неоднородностей в земной коре.* — М., 1989. С. 17—18.
2. *Ананьева Е.М., Золотов К.К., Лутков Р.И. и др.* Физические поля и металлогения Урала // *Металлогения складчатых систем с позиции тектоники плит. Тез. докл. I Всеросс. металлоген. совещ.* Екатеринбург, 1994. С. 152—153.
3. *Лутков Р.И., Бондаренко В.Н.* Математические модели зависимости геологических объектов. — М.: Наука, 1989.
4. *Овчинников Л.Н.* Прогноз рудных месторождений. — М.: Недра, 1992.
5. *Овчинников Л.Н., Корытов Ф.Я., Лутков Р.И.* О связи металлогении Урала с его глубинным строением // *Очерки металлогении.* Тбилиси; 1986. С. 46—73.
6. *Овчинников Л.Н., Лутков Р.И., Корытов Ф.Я.* Глубинные факторы размещения рудных месторождений Урала // *Глубинные условия эндогенного рудообразования.* М., 1986. С. 138—146.
7. *Рундквист Д.В.* Современные проблемы металлогении // *Вестник АН СССР.* 1984. № 8. С. 74—85.
8. *Соболев И.Д.* Основные черты глубинного строения земной коры Урала // *Глубинное строение Урала.* М., 1968. С. 28—37.
9. *Шаталов Е.Т.* Металлогенические исследования в СССР // *Сов. геология.* 1967. № 10. С. 16—31.

Геохимическая модель эволюции вещества в процессе формирования гранитоидов Челасинского «плутона»

В.И.ПУЗАНОВ, В.А.ЧЕРКАСОВ (МОМКАГЭ ПГО «Аэрогеология»)

Челасинский «плутон» расположен в системе хр. Джугджур и является частью Прибрежного батолита гранитоидов мелового возраста. Вмещающими породами «плутон» служат терригенно-карбонатные образования верхнего протерозоя и нижнего кембрия и вулканиты нижнего мела. В составе «плутон» ранее были выделены четыре самостоятельных комплекса гранитоидов: джугджурский, алданский и удский — нижне- и верхнемеловой. В первых трех комплексах выделялись все известные разновидности гранитоидов, от гранитов до габбро. К верхнемеловому комплексу были отнесены только аляскитовые и субщелочные граниты.

Крупные размеры «плутон», незначительные глубины формирования (1—3 км), отсутствие механического воздействия гранитоидов на первичную структуру вмещающих пород и прослеживание ее через «плутон» по ксенолитам, зависимость состава более основных краевых фаций от состава вмещающих пород, фациальные переходы между всеми разновидностями гранитоидов и замещение ими эффузивов и осадочных пород (постепенные переходы, теневые структуры, минералы-резисторы), а также признаки теневой стратифицированности позволили отнести все изученные разновидности гранитоидов к одному комплексу и интерпретировать происхождение пород «плутон» путем замещения «на месте» [6].

Не совпадение во времени кристаллизации плагиоклаза и калиевого полевого шпата, многостадийность деформаций, сопровождаемых формированием многократных генераций полевых шпатов, их взаимозамещение, многократная смена зональности на обратную и анортизация плагиоклаза, наличие в полевых шпатах реликтов вулканогенных пород, скарнов, а также гидротермально измененных пород и отдельных минералов, относительно невысокие температуры кристаллизации (540—790°C) при весьма низких давлениях общем и воды и контрастном тектоническом давлении и заставляют предполагать кристаллизацию гранитоидов в твердом состоянии метасоматическим путем [5].

В петрографическом отношении «плутон» представлен разнообразными породами, составляющими единые фациальные ряды переходных разновидностей гранитоидов, обусловивших его зональное строение. Сверху вниз в «плутоне» установлены постепенные переходы от основных (габбро, габбродиориты) к кислым (граниты, аляскитовые граниты) разновидностям. Прослеживанием зональ-

ного расположения фаций от центра «плутон» к контактам была установлена приуроченность определенных фациальных рядов к конкретным вмещающим породам, т.е. обнаружилась зависимость состава краевых фаций гранитоидов от состава вмещающих пород [6]. Наиболее полный фациальный ряд сформировался на контакте с карбонатными породами и может быть представлен в следующем виде: аляскитовые граниты — амфибол-биотитовые граниты — гранодиориты — диориты — габбродиориты, габбро — околоскарновые пироксен-плагиоклазовые породы — скарны — доломиты, известняки. На контакте с терригенными породами (аргиллитами и алевролитами) сформировался упрощенный ряд: аляскитовые граниты — биотитовые граниты — адамеллиты, гранодиориты — роговики — алевролиты, аргиллиты. Наиболее развиты кислые разновидности — граниты и гранодиориты, составляющие 70—80% пород «плутон».

В результате воздействия растворов передового фронта гранитизации на карбонатные породы на контакте с гранитоидами возникли как рудоносные, так и безрудные магнезиальные и известковые скарны. Обобщенное строение метасоматической колонки скарнов имеет следующий вид: гранит, гранодиорит, диорит, габбро — пироксен-плагиоклазовая порода — пироксен-гранатовый скарн — пироксеновый скарн — (шпинель-, клиногумит-) форстеритовый скарн — людвигитовый скарн — кальцифир — мрамор.

В бороносных скарнах рудная минерализация представлена магнетитом, людвигитом, суанитом, котоитом, флюоборитом, аксинитом, турмалином, реже датолитом. Людвигитовая минерализация занимает внешние части метасоматической колонки и часто формирует самостоятельные зоны на границе форстеритовых скарнов и мраморов.

Исследование геохимической эволюции вещественного состава пород в процессе формирования гранитоидов и скарнов Челасинского «плутон» проводилось с помощью одного из методов многомерной статистики — метода главных компонент (МГК), который может рассматриваться в качестве некоторой разновидности собственно факторного анализа, широко используемого в геологии для изучения природных процессов [1]. Исследование последних в каждом конкретном случае по набору известных признаков предполагает установление факта их существования, определение направленности и интенсивности, выяснение специфических особенностей их проявления во време-

ни и пространстве, определение сопутствующих им других процессов.

В математическом отношении МГК — статистический метод сжатия информации, базирующийся на выяснении внутренней структуры ковариационных и корреляционных матриц, рассчитываемых для множества случайных зависимых величин. В компонентном анализе применяется такое линейное преобразование p наблюдаемых переменных $x_1, x_2, \dots, x_p$, что получается совокупность p некоррелированных и нормированных переменных $z_1, z_2, \dots, z_p$, причем для этого никакие гипотезы о $x_1, x_2, \dots, p_3$ не требуются, т.е. не нужно делать никаких гипотез о переменных, они не обязаны даже быть случайными величинами, хотя на практике их наблюдаемые значения рассматриваются как выборки из некоторой популяции [3]. Реализация метода сводится к замене вектора случайных величин $X = (x_1, x_2, \dots, x_p)$ размерности p вектором независимых случайных величин Z размерности $z \leq p$. Это достигается нахождением для ковариационной или корреляционной матрицы собственных чисел и векторов, по величине которых и выносятся суждения о существенности влияния факторов Z (соответствующих собственным векторам и числам) как в целом на вектор X , так и на отдельные его компоненты. Таким образом, модель МГК проста и описывается уравнением [3]:

$$x_i = \sum_{r=1}^p \omega_{ir} Z_r \quad (i, r = 1, 2, \dots, p),$$

где Z_r — независимая переменная (случайная) величина, обозначающая r -компоненту (r -фактор); ω_{ir} — масса r -компоненты в i -переменной.

В результате вычислений определяются число независимых переменных (факторов) с выделением наиболее существенных компонент, дисперсии и факторные нагрузки для каждой из компонент (факторов), факторные дисперсии для каждой из переменных, а также значения факторов для всех точек наблюдения (векторов). Здесь важно подчеркнуть, что аппарат факторного анализа базируется именно на учете взаимосвязанных статистик изучаемой совокупности, что надо иметь в виду при рассмотрении моделей природных процессов, изученных методом главных компонент.

Расчетные операции проводились на ЭВМ БЭСМ-4 в режиме корреляционной матрицы по программе, составленной Л.Н.Дуденко [4]. Методика исследования не отличается от описанной в работе [2]. В результате была изучена выборка 264 химических анализов пород «плутона», выполненных по представительным пробам. В выборку были включены анализы всех основных разновидностей гранитоидов отмеченных выше фациальных рядов (172 анализа), рудных и безрудных

магнезиальных и известковых скарнов (51), роговиков (5), вмещающих карбонатных (известняков и доломитов — 23) и безкарбонатных (аргиллитов и алевролитов — 13) пород. Кроме общей выборки отдельно были изучены также выборка гранитоидов (157 анализов), скарнов (45), смешанная габброидов и скарнов известковых (31) и смешанная гранитов и гранодиоритов (70). Каждому химическому анализу исследуемых выборок соответствует одинаковый набор исходных переменных (признаков), состоящих из 11 оксидов ($\text{SiO}_2, \text{TiO}_2, \text{Al}_2\text{O}_3, \text{Fe}_2\text{O}_3, \text{FeO}, \text{MnO}, \text{MgO}, \text{CaO}, \text{Na}_2\text{O}, \text{K}_2\text{O}, \text{P}_2\text{O}_5$).

В результате проведенных расчетных операций получены матрицы факторных нагрузок 11 рассчитанных факторов на 11 переменных (оксидов) для каждой выборки, а также дисперсии факторов и собственное значение главных факторов (главных компонент) для каждого объекта (анализа). Матрицы факторных нагрузок первых 2—3 главных факторов с максимальными дисперсиями, отражающими вклад каждого из данных факторов в суммарную дисперсию признаков, приведены в таблице. Содержания оксидов, которым соответствуют компонентные (факторные) нагрузки одного знака, связаны между собой прямыми линейными зависимостями, а имеющие нагрузки разных знаков — обратными.

Выданные ЭВМ факторные нагрузки признаков для каждой выборки представлены в виде формул главных компонент. Например, формула первого фактора общей выборки имеет вид:

$$I_{42} \frac{\text{Si}_{42}\text{Na}_{39}\text{K}_{37}\text{Al}_{35}\text{Ti}_{11}\text{P}_7}{\text{Mg}_{39}\text{Ca}_{32}\text{Mn}_{23}\text{Fe}_{37}\text{Fe}_{22}^{3+}\text{Fe}_{18}^{2+}}$$

где I_{42} — номер компоненты по массе и ее масса (дисперсия фактора, %): $\text{Si}_{42}, \text{Na}_{39}, \dots$ — признаки компоненты с факторными нагрузками ($\times 100$). В числителе признаки с компонентой (фактором) связаны положительно, а следовательно, и воздействуют на систему положительно, в знаменателе — отрицательно, формулы для любых используемых ниже компонент могут быть легко составлены с помощью таблицы.

Значения главных компонент (факторов) выражаются графически в виде проекций исследуемых анализов на прямоугольную систему координат, в качестве которых используются главные компоненты. Это позволяет изобразить составы изучаемых пород в виде фигуративного поля на плоскости, которое отражает максимальную часть изменчивости совокупности (компонентная диаграмма). На компонентных диаграммах у положительных концов осей (компонент) выписываются факторные нагрузки элементов, связанных с фактором положительной зависимостью. Элементы, находящиеся у противоположных концов, имеют отрицательную связь.

Матрицы факторных нагрузок

Элемент	Выборка										
	Общая		Гранитоиды		Граниты и гранодиориты		Габбро и известковые скарны		Скарны		
	Фактор										
	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	3
Si	0,42	-0,06	0,37	0,03	0,45	-0,15	0,36	-0,28	0,39	-0,21	-0,19
Ti	0,11	0,54	-0,32	0,02	-0,26	0,47	0,31	0,35	0,27	0,33	0,04
Al	0,35	0,34	-0,31	0,12	-0,36	0,14	0,39	0,14	0,42	0,02	0,15
Fe ³⁺	-0,22	0,41	-0,30	-0,05	-0,20	-0,16	0,06	0,41	-0,37	0,03	0,45
Fe ²⁺	-0,18	0,42	-0,30	-0,10	-0,27	0,30	0,07	-0,30	-0,35	-0,15	0,48
Mn	-0,23	0,07	-0,27	0,13	-0,24	-0,32	-0,26	-0,30	-0,06	-0,48	-0,30
Mg	-0,39	-0,03	-0,33	-0,22	-0,23	0,15	-0,35	-0,05	-0,30	-0,14	-0,51
Ca	-0,32	-0,16	-0,37	-0,05	-0,37	-0,14	-0,36	0,30	0,26	0,46	0,01
Na	0,39	-0,02	0,09	0,88	-0,19	-0,48	0,43	-0,12	0,33	-0,38	0,29
K	0,37	-0,16	0,30	-0,28	0,24	0,49	0,16	-0,49	0,26	-0,47	0,25
P	0,07	0,42	-0,28	0,22	-0,39	0,03	0,28	0,28	-0,01	0,10	0,08
Дисперсия фактора, %	42	18	66	10	40	19	40	20	32	20	14

На компонентных диаграммах изучаемых выборок в тех же координатах приведены векторные диаграммы факторных нагрузок, каждый луч которых представляет собой проекцию на плоскость осей эллипсоида изменчивости каждого из признаков с характеризующими их направлениями и относительными величинами. Направление вектора каждого признака указывает на направление изменчивости в выборке, которое проявляется под его влиянием. Углы между векторами признаков и векторами признаков и компонентной соответствуют силе связи между ними. С увеличением угла уменьшаются положительные и увеличиваются отрицательные связи.

Характер фигуративного поля (дисперсия, анизотропность, положение центра, направление изменчивости) определяет свойства изучаемой совокупности. Выделяя в пределах поля разноориентированные области сгущения точек, можно определить однородные по свойствам и направлению изменчивости группы пород, охарактеризовать эти направления и выявить силу корреляционной связи между признаками, признаками и факторами. Компонентные диаграммы, таким образом, являются классификационными диаграммами пород. Проекция любого анализа на компоненту может быть вычислена по формуле [2]:

$$Y_j = \sum_{i=1}^n a_{ij} x_i - \bar{Y}_j$$

где x_i — содержание i -оксида; a_{ij} — компонентная нагрузка i -оксида на j -компоненту; $\bar{Y}_j$ — среднее значение j -компоненты.

Ниже рассмотрим компонентные диаграммы исследуемых выборок.

1. На диаграмме общей выборки (рис. 1),

построенной по значениям первых двух главных компонент, выделены пять разобщенных фигуративных полей точек — А, Б, В, Г, Д. Поля различаются направлениями изменчивости — петрохимическими трендами. Поле А отвечает фациальному ряду переходных разностей пород от гранитов до вмещающих доломитов и известняков (поле Г), поле Б формируют магнезиальные скарны с людвигитом и магнетитом, В — аргиллиты и алевролиты, Д — роговики, граниты.

Поле А имеет узкую протяженно-лентовидную форму и ориентировано вдоль первой главной компоненты. В пределах поля произвольно по геологическим и петрохимическим наблюдениям оконтурены группы точек, соответствующие разностям пород фациального ряда. Наблюдается закономерное и непрерывное изменение состава одновременно формирующихся разностей пород, связанных общим трендом между собой и первой главной компонентой. Как показывает диаграмма, в пределах поля А справа налево в соответствие со схемой откартированного фациального ряда последовательно сменяют друг друга аляскитовые, биотитовые и амфибол-биотитовые граниты, гранодиориты, диориты, габбродиориты, габбро, известковые и магнезиальные скарны. Аляскитовые граниты, относимые предшественниками к самостоятельному комплексу, граниты биотитовые и амфибол-биотитовые образуют неразделимую фациальную группу. В пределах диаграммы не сформировалось и других самостоятельных полей гранитоидов. Известковые и разновидности магнезиальных скарнов сменяют друг друга в соответствии с зональностью метасоматической колонки скарнов. Краевые основные фации гранитоидов (габбро) сменяются пироксен-гранатовыми и пироксеновыми разновидностями известковых скарнов, которые, в свою

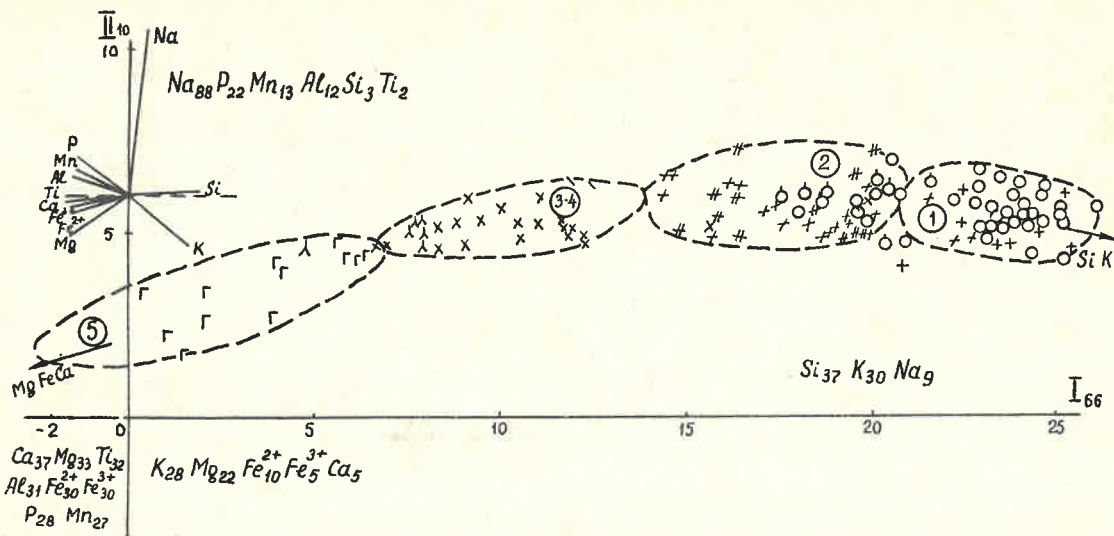


Рис2. Компонентная диаграмма выборки гранитоидов:

усл.обозначения см. рис. 1

отрицательные связи с первой главной компонентой и первой группой элементов (Si, K, Na и Al) отвечают процессу выноса этих элементов, как катионов слабых оснований, из зоны гранитизации относительно более кислых разностей гранитоидов (см. рис. 1, правая часть тренда поля А). Накопление этих элементов в скарнах и, частично, в краевых основных фациях гранитоидов характеризует процесс базификации вмещающих пород (левая часть тренда поля А).

Компонентная диаграмма общей выборки также показывает, что поле В, отвечающее безкарбонатному субстрату — аргиллитам и алевролитам, через промежуточное поле роговиков Д связано общим трендом с гранитами и гранодиоритами поля А, что подтверждается полевыми наблюдениями. Аргиллиты и алевролиты при приближении к гранитам переходят в биотитовые, андалузит-биотитовые, биотит-гранатовые (альмандиновые), а затем в биотит-полевошпатовые роговики, которые, в свою очередь, переходят в граниты. Таким образом, перекрытие фигуративных полей аргиллитов и алевролитов, роговиков и кислых разностей гранитоидов свидетельствует о постепенном переходе безкарбонатных пород в граниты и гранодиориты, минуя более основные разности.

2. На диаграмме, построенной по значениям главных компонент отдельной выборки по гранитоидам (рис. 2), также наблюдается узко вытянутое поле точек с непрерывным трендом от гранитов до габбро. Направление тренда изменчивости контролируется первой главной компонентой. В пределах поля выделены слабо заметные сгущения точек, отвечающие фаціальным разностям гранитоидов. Аляскитовые и биотитовые граниты, как и на диаграмме общей выбор-

ки, формируют общую группу точек, за которой в направлении увеличения основности следуют группы: гранодиоритовая, диорит-габбродиоритовая и габбро.

Положительными связями с первой главной компонентой связаны Si, K, Na. Наибольшие факторные нагрузки (см. таблицу) несут первые два признака, которые и определяют направленность и степень гранитизации пород. Все остальные признаки с первой компонентной связаны отрицательно и фиксируют, по-видимому, результат выноса оксидов этих элементов как слабых оснований из области формирования наиболее кислых разностей гранитоидов. Постепенное выполаживание тренда от габбро к гранодиоритам в направлении вектора К-признака (см. рис. 2) отвечает усилению роли щелочного калиевого процесса в области формирования более кислых разностей пород «плутона» — гранитов.

Наиболее сильная факторная нагрузка На-признака положительно связана со второй главной компонентой (см. таблицу; рис. 2) и отвечает гранодиоритам, диоритам и габбродиоритам, в которых наиболее сильно проявлены процессы деанортизации плагиоклаза.

Увеличение угла между векторами К- и На-признаков (см. рис. 2) по сравнению с углом между векторами этих же признаков на векторной диаграмме общей выборки (см.рис. 1) характеризует усиление отрицательной связи между К и Na с увеличением степени гранитизации.

3. На диаграмме смешанной выборки гранитов и гранодиоритов (рис. 3) отчетливо видны два тренда: алюминиево-кремниевый Al- (K)Si и щелочной (Ca)Na-K. По линии алюминиево-кремниевого тренда заметно обособлены сгущения точек, отвечающие

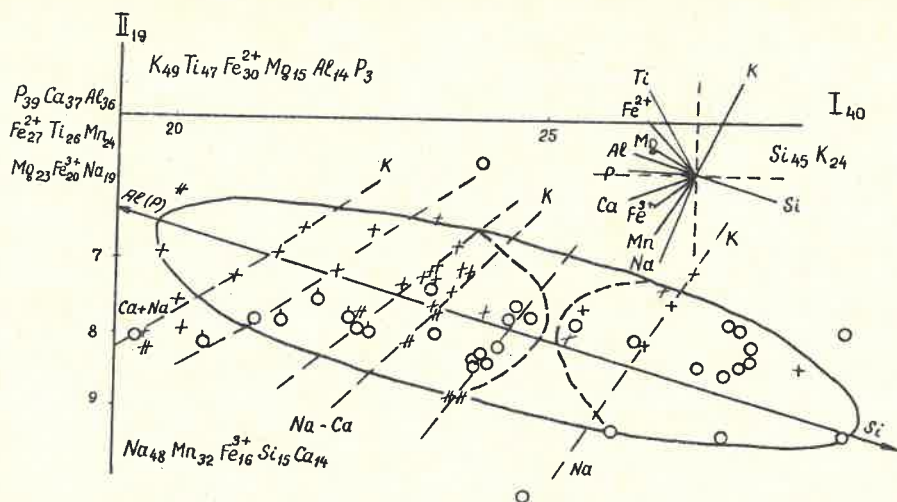


Рис. 3. Компонентная диаграмма выборки гранитов и гранодиоритов:

усл. обозначения см. рис. 1

фациям гранитов и гранодиоритов. Большие факторные нагрузки Si и K (см. таблицу) и положительные связи с первой главной компонентой свидетельствуют о привносе этих элементов в процессе кристаллизации гранитов и гранодиоритов. Все остальные элементы выносятся из системы. Значительно превосходящая факторная нагрузка Si по отношению к K указывает на более интенсивный привнос Si, настолько сильный, что щелочной процесс, связанный с влиянием K и Na, приобретает роль второго фактора.

Значительный интерес представляет щелочной тренд (Ca)Na-K, который независимо от фациальной разности пород формирует серию малых субпараллельных линейных трендов внутри поля. С продвижением по направлению алюминиево-кремниевое тренда в сторону повышения основности пород усиливается роль Ca-признака, что приведет к постепенному радиальному развороту системы щелочных трендов в соответствии с направлением вектора Ca-признака. Векторная диаграмма (см. рис. 3)

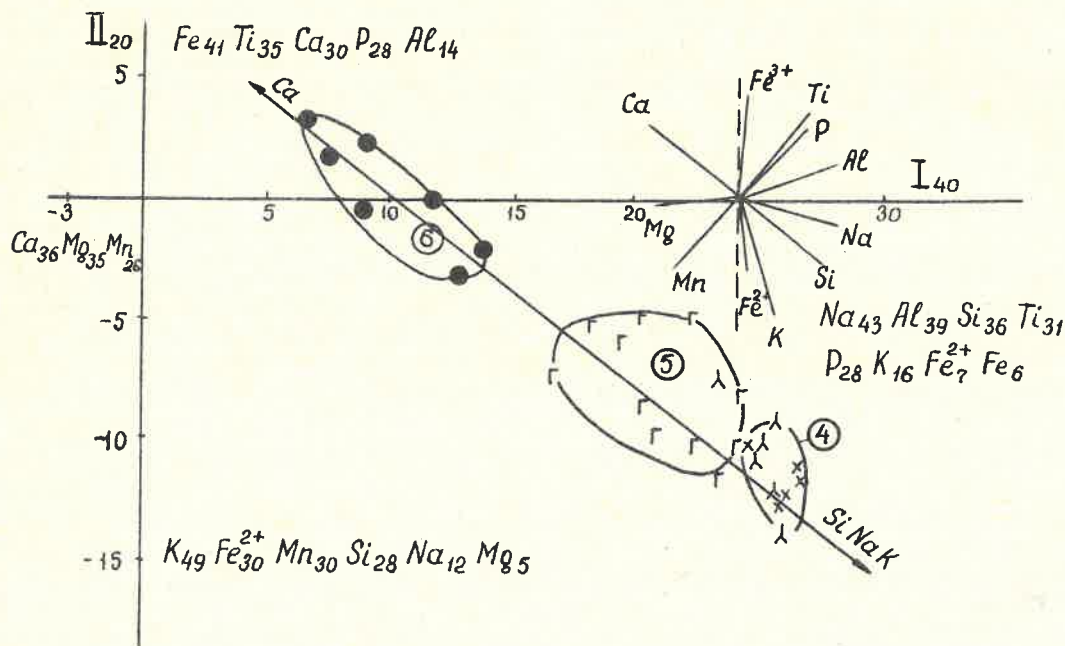


Рис. 4. Компонентная диаграмма выборки известковых скарнов и габбро:

усл. обозначения см. рис. 1

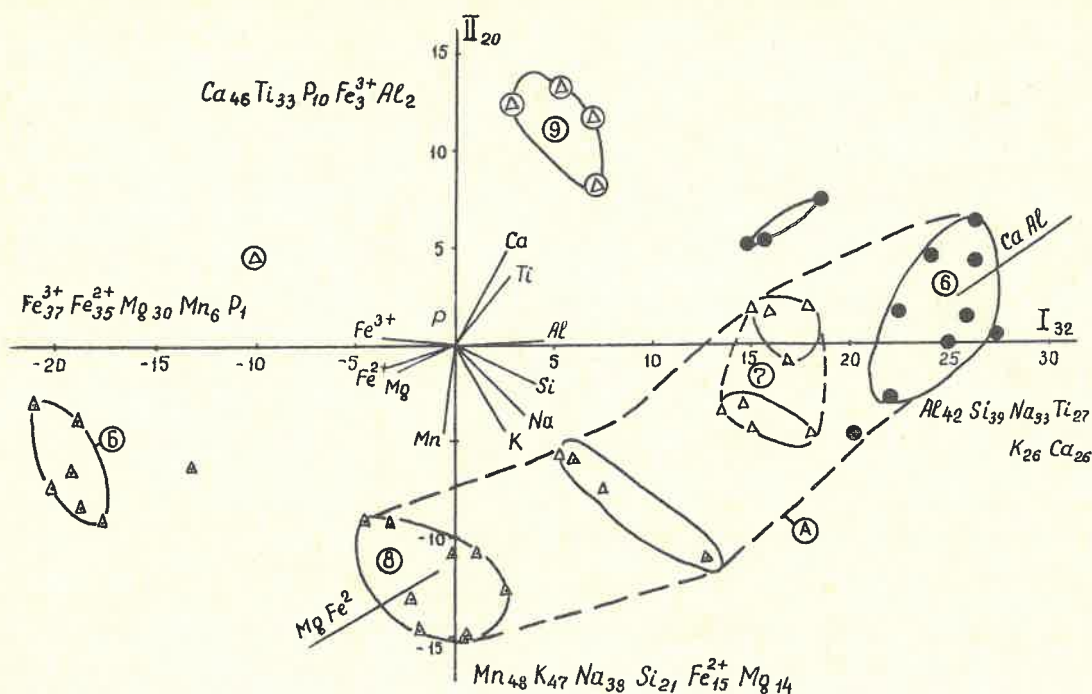


Рис. 5. Компонентная диаграмма выборки скарнов, построенная по значениям первой и второй компоненты: усл. обозначения см. рис. 1

показывает, что в исследуемой группе пород распределения К и Na, которые несут самые высокие факторные нагрузки по второй компоненте, связаны обратной линейной зависимостью (векторы К и Na расположены под углом 180°). Такая сильная отрицательная зависимость, возникшая в процессе формирования наиболее кислых разновидностей фациального ряда пород «плутона», противоречит эвтектической природе кристаллизации гранитов и гранодиоритов из расплава.

4. На диаграмме смешанной выборки из известковых скарнов и габбро (рис. 4) также обособлены группы пород, контуры которых вытянуты и ориентированы линейно в виде цепочек микрополей, следующих друг за другом вдоль одного направления, расположенного под углом к первой и второй компонентам. Группы сменяют друг друга в соответствии с последовательностью пород фациального ряда. Такая взаимосвязь и последовательность формирования известковых скарнов и габбро определяются влиянием Ca-(Na)Si-тренда, возникшего под воздействием первого главного фактора. Высокие факторные нагрузки Si, Al, K, Na (см. таблицу), положительно связанные с первой компонентой, фиксируют привнос этих элементов в разности пород правой части диаграммы — габбро. Ca-, Mg-, Mn-признаки, отрицательно связанные с элементами первой группы и первой компонентой, отражают процесс выноса этих элементов гранитизирующими растворами из относительно более кислых разновидностей гранитоидов и накоп-

ление их в скарнах и краевых разностях габброидов.

5. На диаграммах, построенных для отдельной выборки скарнов (рис. 5, 6), обращают на себя внимание проявления магнезиально-кальциевого и железо-кремниевых трендов. Под влиянием сильного магнезиально-кальциевого тренда формируются обособленные группы точек, отвечающие определенным разновидностям скарнов. Как и на диаграмме общей выборки, разновидности скарнов расположены в соответствии с зональностью метасоматической колонки. Дано более дробное расчленение скарнов. Выделены пироксен-гранатовые, (шпинель-) пироксен-монтичеллитовые, (шпинель-) пироксеновые, (шпинель-) форстерит-пироксеновые и форстеритовые скарны. Людвиговитовые скарны сформировали обособленную группу, что связано, по-видимому, с влиянием карбонатного субстрата и высоких содержаний бора, не учтенных в расчетных операциях выборки.

Железо-кремниевый тренд характеризуется сильной отрицательной связью Si с Fe^{2+} и Fe^{3+} и формирует серию субпараллельных малых трендов, которые заметно растягивают рои точек групп скарнов вкрест простирания магнезиально-кальциевого тренда.

Признаки Ca, Al, Si, Na, Ti, K с первой и второй главными компонентами связаны положительно, а Fe^{2+} , Fe^{3+} , Mg — отрицательно (см. таблицу). Положительные признаки отражают прогрессивный этап гранитизации в тыловых зонах метасоматической

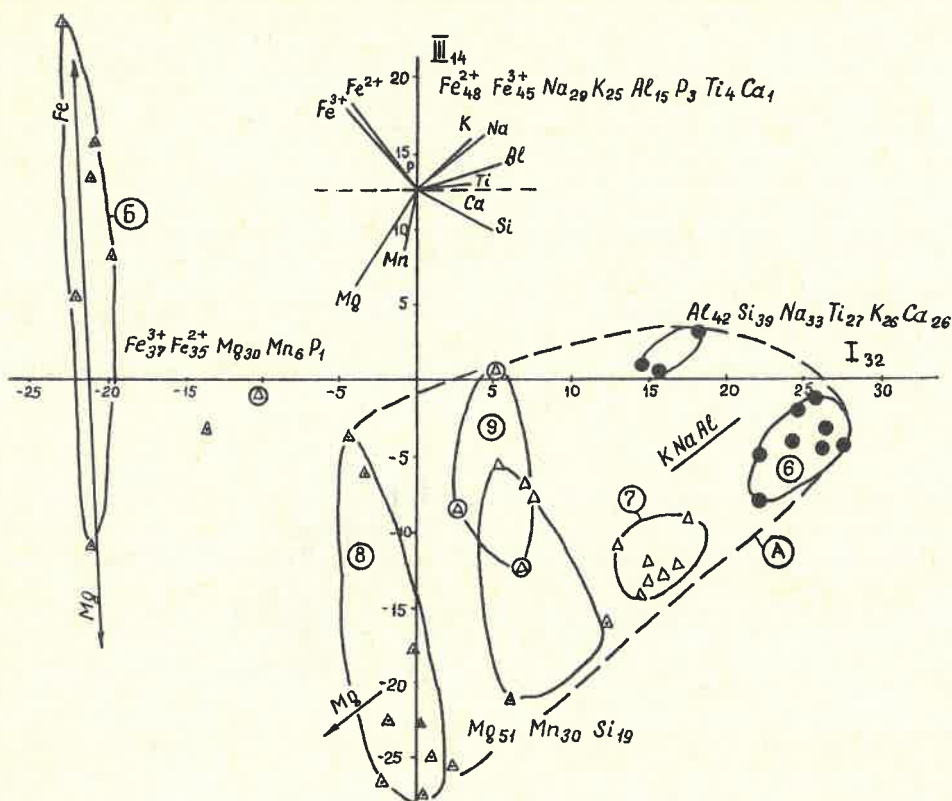


Рис. 6. Компонентная диаграмма выборки скарнов, построенная по значениям первой и третьей компонент: усл. обозначения см. рис. 1

колонки и отвечают процессу привноса этих элементов в пироксен-гранатовые и пироксеновые скарны. Оксиды элементов, связанные с первой главной компонентой отрицательно, выносятся из тыловых зон метасоматической колонки и формируют внешние зоны магнезиальных (форстеритовых) скарнов.

Так же, как и на диаграмме общей выборки, самостоятельное значение получила группа форстерит-клиногумитовых скарнов с людвигитом, сформировавших собственное поле точек Б. Распределение точек скарнов внутри поля связано с Mg-Fe-трендом (см. рис. 6). Mg и Fe имеют большие факторные нагрузки по третьему фактору (см. таблицу) и сильную отрицательную связь между собой. С третьей компонентой положительно связано Fe, что определяет привнос его в рудные скарны в результате воздействия третьего фактора. Железистость людвигита в этих скарнах всегда высокая (более 25%). Кроме того, людвигит и магнетит клиногумитовых скарнов являются реакционными, что, по-видимому, отвечает более позднему наложенному процессу.

Таким образом, анализ векторных диаграмм показывает, что в процессе увеличения степени гранитизации, следующей в направлении от магнезиальных скарнов к

гранитам, постепенно ослабевают положительные связи как между признаками в правой части диаграмм, так и положительные связи признаков с первой главной компонентой. В результате постепенно, от выборки к выборке, вектора признаков из правой переходят в левую часть диаграмм. Это свидетельствует об интенсивной перегруппировке вещества в процессе гранитизации. В правой части диаграмм остаются только Si и K, которые и определили направленность и степень гранитизации пород.

Одним из самых мощных факторов гранитизации оказался кремниевый процесс, с которым связан интенсивный привнос Si в систему, необходимого для формирования вместе с Al анионной части породообразующих минералов фациального ряда. Постоянно высокая факторная нагрузка Si-признака и устойчивая положительная связь его с первым главным фактором указывают на постоянно высокие концентрации кремния в породообразующем растворе. Избыточное содержание кремния в растворе во время кристаллизации гранитов и гранодиоритов приводит к выпадению свободного кремнезема.

Вторым, не менее важным фактором гранитизации, является щелочной процесс, в результате которого проявляются кислотно-основные свойства оснований. Как следует

из анализа диаграмм, кристаллизация конечных, наиболее кислых разностей пород фациального ряда — гранитов связана с активностью поступающего с раствором сильного основания K_2O , которое формирует катионную часть главных породообразующих минералов — калиевого полевого шпата и биотита и вытесняет из кристаллизующейся фации гранитоидов относительно более слабые основания, переводя их в раствор.

Затем, как показывают векторные диаграммы (см. рис. 2—5), постепенно ослабевают отрицательные связи между K и Na и усиливаются отрицательные связи между Na и Ca. Отсюда следует, что в направлении основных фаций в породообразующем растворе уменьшается концентрация K_2O и увеличивается активность Na_2O , как относительно более сильного основания по сравнению с поступающими в раствор CaO, MgO и др. В результате формируется фация средних разностей пород — диоритов и габбро-диоритов, в которых широко проявлены процессы деанортизации плагиоклаза, сопровождающиеся выносом кальция в условиях повышающейся кислотности растворов в краевые части гранитоидного «плутона».

Далее, в правую часть векторных диаграмм переходит Ca-признак, что показывает увеличение силы основания CaO. Усиление активности CaO влечет за собой кристаллизацию существенно кальциевых минералов в краевых, наиболее основных, разностях — габброидов и пироксен-гранатовых скарнах.

Реакционное взаимодействие гранитизирующего раствора прогрессивного этапа завершается формированием базификатов — магнезиальных и магнезиально-железистых скарнов, образующих самые внешние зоны метасоматической колонки. Несмотря на то, что карбонатные породы являются благоприятной средой для образования скарнов, эволюция вещества в процессе формирования метасоматической колонки скарнов в большей степени зависит от направленности и состава породообразующих растворов прогрессивного этапа гранитизации. В процессе формирования метасоматической колонки все элементы могут переходить в подвижное состояние. При продвижении фронта гранитизации разрастание тыловых зон метасоматической колонки происходит за счет внешних, что приводит к замещению зоны магнезиального форстеритового скарна зоной пироксенового, существенно кальциевого, а затем и зоной известкового пироксен-гранатового скарна. Вынесенные из тыловых зон Mg и Fe накапливаются во внешних зонах колонки в форстерите и людвигите. Содержание магния в форстеритовых скарнах в связи с этим в 2 раза и более превышает содержание его в самых магнезиальных породах субстрата — доломитах. Так, в доломитах содержание MgO не превышает 22%, а в форстеритовых скарнах составляет

35—45%. Накопление магния и железа и связанная с этим кристаллизация форстерита и людвигита приводят к удалению из скарнирующего доломита кальция. Содержание CaO в форстеритовых скарнах составляет 0,7—7%. По-видимому, кальций известковых (пироксен-гранатовых и пироксеновых) скарнов, занимающих место в единой метасоматической колонке вместе с магнезиальными скарнами, не связан непосредственно с кальцием карбонатного субстрата, а является привнесенным в тыловые зоны гранитизирующим раствором.

Из вышесказанного сделаем следующие выводы.

1. Непрерывность единого тренда изменчивости пород фациального ряда от гранитов до скарнов и вмещающего карбонатного субстрата, постепенное, от фации к фации, ослабление положительной связи между K и Na в направлении от скарнов к гранитам и полный антагонизм K и Na в кислых разностях пород фациального ряда (гранитах и гранодиоритах), а также интенсивный привнос кремния в систему и на его фоне последовательная смена активности оснований всех признаков щелочных элементов в фациальном ряду от гранитов до скарнов, по-видимому, означает, что формирование переходного фациального ряда пород «плутона» связано с одним непрерывным прогрессивным метасоматическим процессом гранитизации пород субстрата.

2. Последовательность формирования фациальных разновидностей пород от кислых к основным по пути следования породообразующего раствора отвечает геохимической эволюции вещества при последовательной смене активности сильных оснований более слабыми и соответствует ряду активности оснований: K_2O — Na_2O — CaO — MgO — FeO — Fe_2O_3 . Кристаллизация гранитов и гранодиоритов связана с активностью самого сильного основания K_2O . Повышение активности Na_2O способствует формированию средних разностей гранитоидов — диоритов и габбродиоритов. Высокая активность CaO способствует формированию краевых разностей — габброидов и пироксен-гранатовых скарнов. Кристаллизация магнезиальных и магнезиально-железистых скарнов связана с высокой активностью MgO , FeO , Fe_2O_3 .

3. Наличие одного непрерывного тренда для всех разностей гранитоидов свидетельствует, что в процессе гранитизации вмещающих пород сформировался один комплекс — джугджурский. Заметные сгущения точек на диаграмме отвечают разностям пород фациального ряда.

4. Субстратом для формирования наиболее кислых разностей — гранитов могут быть породы как карбонатного, так и терригенного субстратов. Переход от карбонатных пород к гранитам происходит в результате последовательной эволюции пород в фациальном ряду через скарны и габбро.

5. Известковые скарны, так же как и магнезиальные, образуются в прогрессивный этап гранитизации и формируют тыловые зоны одновременно развивающейся метасоматической колонки. Кальций известковых скарнов не связан с таковым субстрата и привносится из зоны гранитизации. В магнезиальные скарны дополнительно привносится магний.

6. На диаграммах точки, отвечающие гранитоидами скарнам, сгруппированы в соответствии с разновидностями гранитоидов и скарнов фациального ряда, что позволяет независимо от полевых наблюдений классифицировать гранитоиды и скарны по химическому составу.

7. Бороносные скарны сформировались в два этапа. Собственно лудвигитовые скарны формируют самостоятельную внешнюю зону метасоматической колонки в прогрессивный этап гранитизации. Клиногумитовые скарны с лудвигитом и магнетитом сформиро-

ровались в гидротермальную стадию регрессивного этапа.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белонин М.Д., Татаринов И.В., Калинин О.М. и др. Факторный анализ в нефтяной геологии / ООНИ. ВИЭМС, М., 1971.
2. Дуденко Л.Н., Ценгер И.Я., Румянцев Н.А. и др. Типы трендов и изоморфных замещений в ангитах вулканических ассоциаций // ЭВМО. Вторая серия. Ч. 106, 1977. Вып. 4. С. 403—416.
3. Лоули Д., Максвелл А. Факторный анализ как статистический метод. — М.: Мир, 1967.
4. Программы для ЭЦВМ БЭСМ-4. — Л.: ВСЕГЕИ, 1976.
5. Пузанов В.И. Интерпретация оптических и структурных свойств полевых шпатов Челасинского плутона // Полевые шпаты в процессе породообразования. Элиста, 1980. С. 147—167.
6. Пузанов В.И., Кумеев С.С., Соловьев А.Б. Полевошпатовая модель генезиса гранитоидов Челасинского плутона (хр. Джугджур) // Вопросы изоморфизма и генезиса минеральных индивидов и комплексов. Элиста, 1977. С. 358—380.

Дискуссии

УДК 550.84

© В.Н.Боровиков, Е.В.Стадник, 1995

Принципы моделирования геополей в связи с оценкой нефтегазоносности

В.Н.БОРОВИКОВ, Е.В.СТАДНИК (ВНИИГеосистем)

Одним из наиболее перспективных направлений развития геохимических и геофизических методов является моделирование обстановки формирования скоплений углеводородов (УВ) и технологий их поисков на базе компьютеризации.

Однако решение аналогичных задач для оценки механизма формирования геополей надпродуктивного комплекса затрудняется в связи с отсутствием специализированной методологии, что и определяет актуальность проблемы моделирования геохимических и геофизических полей.

Логической основой унификации моделирования геофизической и геохимической обстановки служит генетическая общность проявления геохимических и геофизических полей, обусловленная единством морфологических и генетических особенностей их структуры. Это связано с единым механизмом трансформации геологической среды над залежью под действием УВ-потока. В результате субвертикального воздействия УВ-потока над залежью формируется специфическое распределение геохимических и геофизических параметров, отождествляемое с образом залежи. В основу методологии интеграции

геохимической и геофизической информации положено представление о зависимости морфологической и генетической структуры геофизических и геохимических полей от типа аномалиеобразующего объекта.*

Методологической основой унификации использования и интерпретации различных видов геoinформации служит концепция парагенезиса различных полей в системе залежь УВ — геоаналог. При таком подходе фиксируемые различными геофизическими и геохимическими методами поля представляют собой систему геоаналогов, рефлекторно отражающих образ залежи и функционально связанных как между собой, так и с единым источником возмущений.

Распределение геофизических и геохимических полей в разрезе на региональном уровне иллюстрируется системно-генетической моделью их формирования (рис. 1). Морфологическая и генетическая структура геофизических и геохимических полей оп-

* Геохимические и геофизические предпосылки прогнозирования типа ловушек нефти и газа / В.Н.Боровиков, В.А.Губин, С.Л.Зубайраев и др. // Сов. геология. 1983. № 7. С. 19—28.

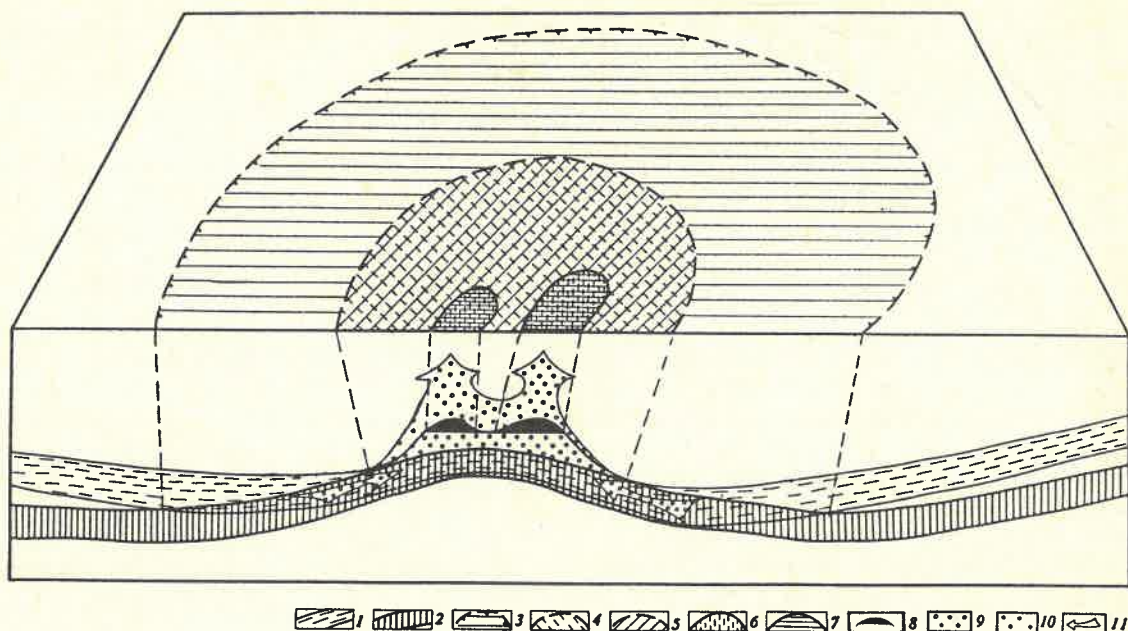


Рис. 1. Генетическая модель формирования геохимических и геофизических полей:

1 — осадки, обогащенные ОВ; 2 — нефтяное окно; 3 — региональный геоаналог зоны генерации УВ в геохимических полях; региональный геоаналог зоны нефтегазоаккумуляции: 4 — в геофизических полях, отражающих антиклинальные зоны и сводовые поднятия; 5 — в геохимических полях; локальный геоаналог залежи: 6 — в геофизических полях, отражающих локальные поднятия и АТЗ, 7 — в геохимических полях, в виде локальных аномалий; 8 — залежи нефти и газа; 9 — фронт субвертикальной миграции УВ из зоны нефтегазоаккумуляции; 10 — субвертикальный поток УВ от залежей нефти и газа; 11 — направление региональной миграции УВ

ределяется в этой модели геометрией сопряжения нефтяного окна с толщей осадков, обогащенных ОВ. По мере вхождения осадков, обогащенный ОВ, в зону нефтеобразования от краевых частей бассейна к центральной на региональном уровне выделяются зоны генерации УВ и зоны нефтегазоаккумуляции, которым отвечают их геоаналоги в геохимических и геофизических полях. На локальном уровне также выделяются геоаналоги в геофизических и геохимических полях, отвечающие аномалиям типа залежи (АТЗ) и УВ-аномалиям.

Локальная структура геополей определяется характером сопряжения нефтяного окна с горизонтом, обогащенным органическим веществом: сопряжение антиклинального типа обуславливает субкольцевую структуру поля, а моноклинального — сублинейную, что согласуется с ранее установленной аналогичной зависимостью структуры приповерхностного поля от характера эрозийного среза (рис. 2).

Особенности распределения интенсивности УВ-насыщения геохимических полей позволяют выделить два принципиально возможных типа полей — нормальное и ослабленное, обусловленные соответственно полным или сокращенным объемом сопряжения нефтяного окна с горизонтом, обогащенным органическим веществом.

Таким образом, концепция интеграции геoinформации базируется на реконструк-

ции морфологической и генетической структуры геофизических и геохимических полей на основе корреляции информативных геофизических и геохимических параметров, контролирующих наследственную структуру геосреды в зависимости от типа залежи.

Методологической основой моделирования пространственных отношений геофизических и геохимических полей в разрезе служит их парагенетическая связь (О.Л.Кузнецов, А.А.Никитин, 1988). Установленная в зоне месторождений физическая природа изменения структуры и интенсивности геофизических полей обусловлена проявлением вторичных процессов минералообразования в виде доломитизации и кальцитизации надпродуктивных отложений в зоне субвертикального массопереноса от залежей повышенных концентраций УВ, углекислого газа и водорода. Вторичные процессы тем самым изменяют петрофизические свойства отложений, фильтрующих рассеянные УВГ, которые, в свою очередь, отражаются в параметрах и структуре геофизических полей.

Сейсмоакустические, гамма-нейтронные и геоэлектрические поля проявляются в отложениях над залежью УВ соответственно в снижении скорости волн, уменьшении интенсивности радиоактивного и нейтронного излучения и возрастании электросопротивления пород. В связи с этим особую актуальность приобретает обработка корреляци-

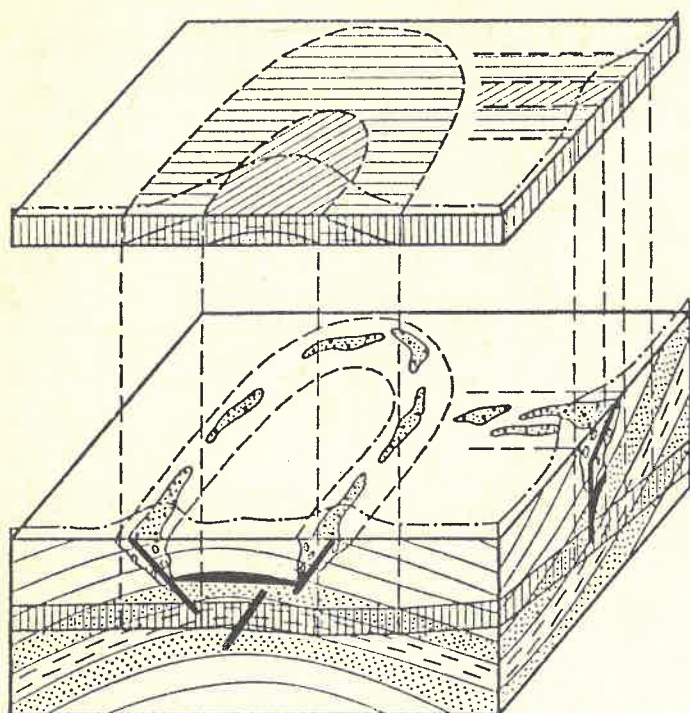


Рис. 2. Модель формирования локальных геохимических полей:

1 — горизонт, обогащенный ОВ; 2 — горизонт с низким содержанием ОВ; 3 — залежь УВ; 4 — нефтяное окно; 5 — геохимическое поле в продуктивном комплексе нормальной (а) и ослабленной (б) интенсивности; 6 — приповерхностное геохимическое поле; 7 — разрывные нарушения; 8 — кумулятивная кривая содержания УВ; 9 — фронт миграции УВ

онной связи геофизических и геохимических параметров на полигоне, что позволит создать унифицированную для региона модель формирования геофизических и геохимических полей и проследить трансформацию геоинформации на разных уровнях.

Результаты моделирования геохимической и геофизической обстановок надпродуктивного геопространства в пределах Восточного Прикаспия, в зоне месторождений Жанажол и Урихтау, позволили определить характер субвертикального сопряжения разноразмерных геохимических и геофизических полей (рис. 3). В пределах месторождения Жанажол установлено наличие УВ-аномалии (АТЗ) в сейсмоакустических полях. АТЗ выявлена по методике прямых поисков ПГО «Актюбнефтегазгеология» и зафиксирована в надпродуктивном разрезе терригенных отложений. АТЗ отвечает в плане УВ-аномалия изометричной формы в пределах изогипсы по горизонту Π_2 — 2350 м. На месторождении Урихтау терригенная надпродуктивная пачка выклинивается, и месторождение в средне- и верхнекаменноугольных отложениях экранируется непосредственно солью диапира. Указанные благоприятные условия экранирования залежи обусловили отсутствие над ней АТЗ.

Месторождение Жанажол характеризуется наличием газовых аномалий субкольцевого типа по периферии продуктивной зоны. На северо-восточном замыкании складки по горизонту Π_2 фиксируется фитогеохимиче-

ская аномалия изометричной формы. Таким образом, в пределах месторождения Жанажол отмечается соответствие в плане разноразмерных геохимической (фито) и сейсмоакустической (АТЗ) аномалий. Соотношение газовой (субкольцевой) и сейсмоакустической аномалий характеризуется отсутствием субвертикального соответствия, что обусловлено различным механизмом их формирования.

В пределах месторождения Урихтау выявлена гидрогазобиохимическая аномалия по придонным водам рек, обусловленная разгрузкой УВ от залежи по нарушению вдоль крутого уступа соляного диапира.

Таким образом, сравнение пространственного развития разноразмерных геофизических и геохимических полей в зоне Жанажол — Урихтау свидетельствует об их соответствии в плане в случае фито- и сейсмоакустической изометрических аномалий, что обусловлено сквозным характером их формирования. На месторождении Урихтау фиксируется лишь геохимическая (гидрогазобиохимическая) аномалия, но отсутствует сейсмоакустическая, что обусловлено изменением условий формирования аномалий: размыв нижнепермских терригенных осадков и более надежное экранирование верхнекаменноугольной залежи соляным диапиром.

Таким образом, результаты моделирования геохимической и геофизической обстановок в зоне Жанажол — Урихтау показали

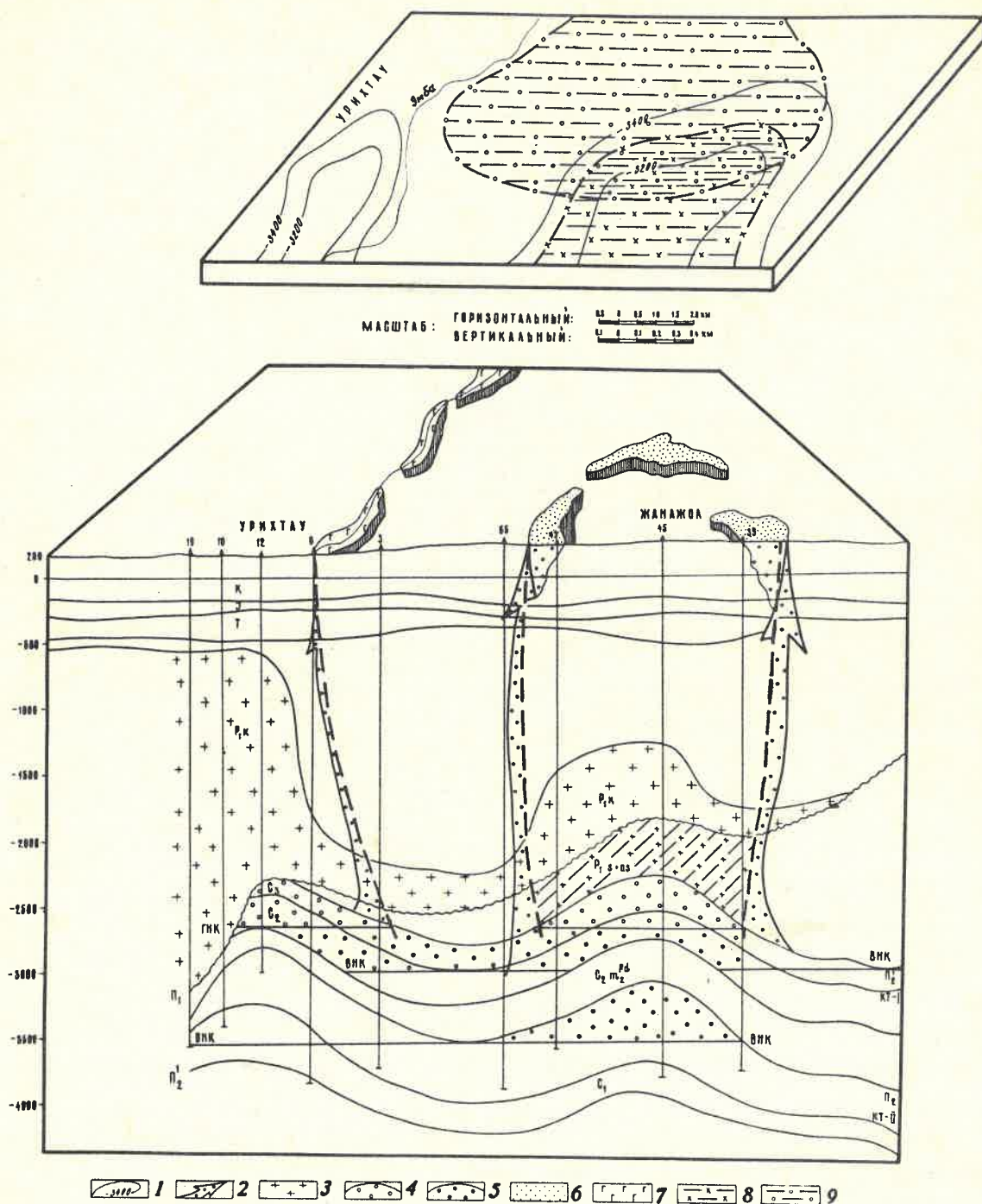


Рис. 3. Модель интеграции геополей месторождений Жаназол и Уриктау:

1 — изогипсы по отражающему горизонту P_2 , м; 2 — шлейф миграции УВ; 3 — соль; 4 — газовая залежь; 5 — нефтяная залежь; 6 — газовые аномалии; 7 — гидрогазобioхимические аномалии по придонным водам рек; 8 — сейсмоакустические аномалии (АТЗ); 9 — фитогеохимические аномалии

их однозначную корреляцию в сейсмоакустических и геохимических полях.

С целью корреляции геохимических полей с геоэлектрическими проведена комплексная оценка геополей на натурной модели месторождений Кенкияк и Кумсай (рис. 4). В пределах контура нефтегазоносности

месторождения Кенкияк методом ВЭЗ-ВП установлена аномалия повышенной поляризуемости, связанная с особенностями физико-химической обстановки надпродуктивной части залежи. Природа аномалии повышенной поляризуемости обусловлена восстановительным характером среды, благо-

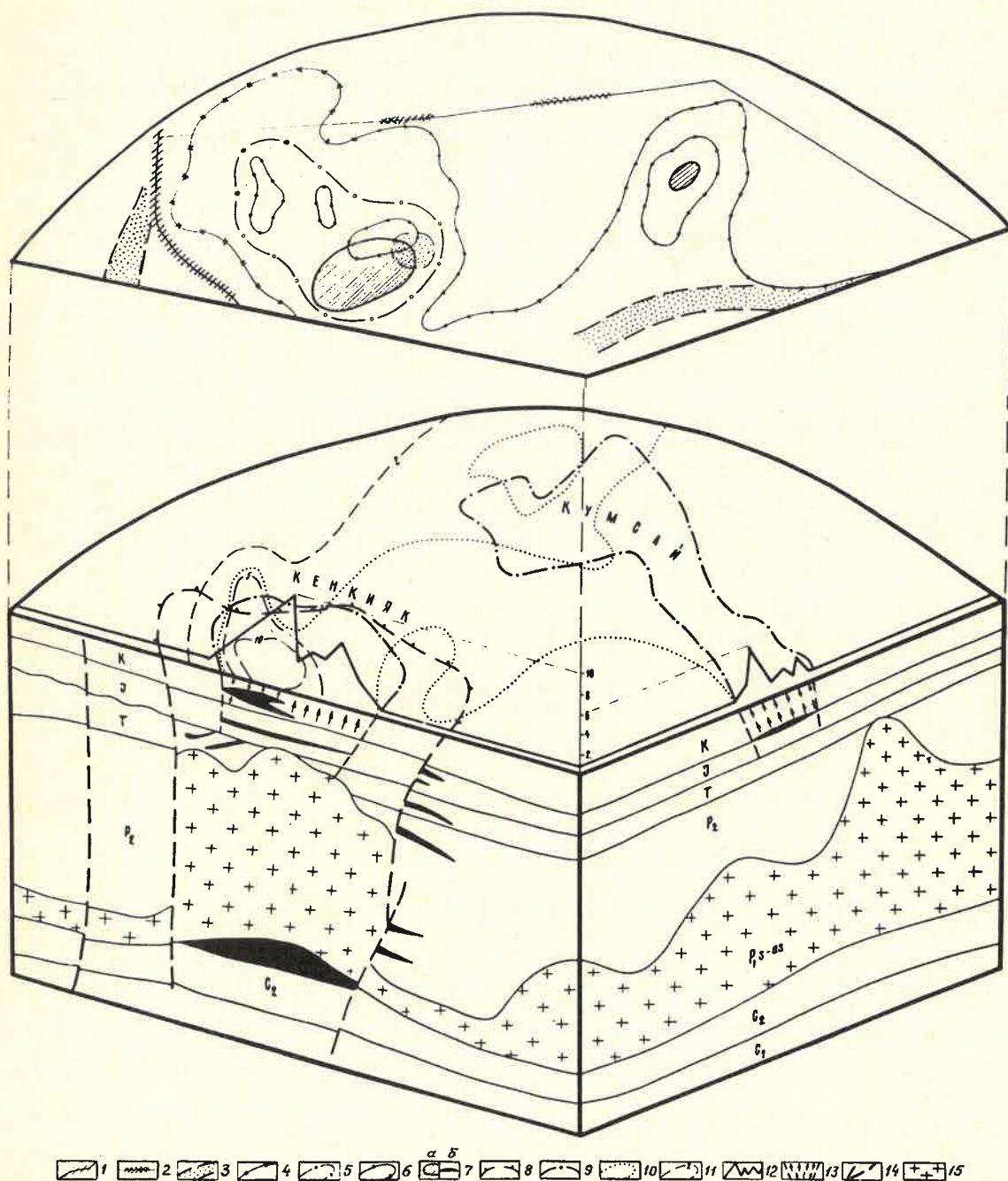


Рис. 4. Модель корреляции геохимических и геофизических полей в пределах месторождений Кенкиак и Кумсай:

1 — газобиохимическая аномалия; 2 — атмогеохимическая аномалия по почвенному воздуху; 3 — фитоаномалии; 4 — область резкой расчлененности рельефа; 5 — зоны повышенной плотности фототона; 6 — области высокой плотности фототона; 7 — залежи УВ: а — в плане, б — в разрезе; 8 — крутой уступ соли; 9 — внешний контур нефтеносности среднеюрского горизонта; 10 — границы зон пиритизации в верхней 200-метровой зоне; 11 — значения поляризуемости, %; 12 — график кажущейся поляризуемости; 13 — фронт миграции УВ; 14 — разрывные нарушения; 15 — соль

приятной для образования вкраплений электроннопроводящих минералов типа сульфидов (пирита), которые способствовали повышению поляризуемости отложений над залежью.

Исследования методом ВЭЗ-НП выполня-

лись по трем профилям субмеридионального и одному субширотного направления, пересекающим контур нефтеносности. Внутри контура нефтеносности этими исследованиями установлены замкнутые аномалии со значениями $\eta = 3...15\%$; изолиния $\eta = 3\%$

совпадает с внешним контуром нефтеносности. Внутреннему контуру нефтеносности соответствует аномалия со значениями $\eta = 7...10\%$, фон составляет 2% . Таким образом, контрастность аномалии вызванной поляризуемости достигает 5 ед. Формирование Кенкиакской АТЗ вызванной поляризуемости (ВП) осуществлялось в период с конца мелового времени до настоящего времени. Морфологическая выраженность АТЗ двумя аномальными полями обусловлена наличием с конца юрского времени двух зон сокращенных мощностей, перекрывающих соляной купол отложений.

Геохимическая обстановка в пределах месторождения Кенкиак характеризуется комплексным проявлением полного спектра аномалий субколыцевого типа по периферии продуктивной зоны.

В пределах северо-восточного замыкания складки по горизонту P_2 фиксируются газобioхимическая аномалия по придонным водам рек, а также фитогеохимическая аномалия линейной ориентации. Обе они генетически связаны с миграцией УВ от залежей, тектонически и стратиграфически экранированных, вдоль крутого уступа соляного диапира. В центральной части соляного купола отмечается фитогеохимическая аномалия изометричной формы, связанная, видимо, с продуктивностью юрских отложений.

Присводовая фитогеохимическая аномалия пространственно и генетически коррелируется с геофизической аномалией вызванной поляризуемости над юрской залежью.

Сравнение пространственного развития разноуровневных геофизических и геохимических полей в пределах зоны месторождений Кенкиак — Кумсай свидетельствует об их соответствии в плане в случае фито- и ВП-аномалии, что обусловлено сквозным характером их формирования.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что локализация залежей по комплексу геохимической и геофизической информации должна осуществляться в двух параллельных направлениях: путем определения информативных геохимических и геофизических параметров и их взаимной корреляции. Перспективным направлением интеграции геополей может служить отработка корреляционной связи геофизических и геохимических параметров на полигоне, что позволит создать унифицированную для региона модель формирования геополей.

Таким образом, генетическое моделирование обстановки формирования надпродуктивных аномальных геополей обеспечивает технологическую базу прямых поисков залежей нефти и газа, что способствует повышению эффективности нефтеназоисковых работ.

Рецензии

УДК 553(049.32)

© В.В.Иванов, 1995

Геологическая служба и развитие минерально-сырьевой базы*

В.В.ИВАНОВ (ИМГРЭ)

Изданная работа уникальна, т.к. представляет собой первый обстоятельный и весьма информативный отчет крупнейшей государственной отрасли (Министерства геологии СССР) за период интенсивной деятельности в 70—80-х годах (по 1991 г.).

В мире признано, что СССР — великая сырьевая держава, но не было известно, как, кто и когда открыл эти богатства и создал огромный сырьевой потенциал. Обо всем этом впервые пишется в рассматриваемой книге, в открытой печати, что знаменует наше время.

Издание состоит из текстовой части (кн. 1) и табличного приложения (кн. 2). Попы-

таемся охватить хотя бы основные вопросы, весьма многообразно представленные в нем, и почти без комментариев, за исключением самых важных.

Прежде напомним, в каких условиях работала геологическая отрасль. Строго проводившаяся моноэкономическая государственная политика требовала обеспечить полную сырьевую независимость страны в условиях противостояния политических систем, все более увеличивающихся потребностей и полного отсутствия возможности быстро изменить формы, темпы и направленность экономического развития. *Быстрее, больше, дешевле* (по отраслевым показателям) — вот главные незыблемые ориентиры того времени. Эти жестко заданные и безоговорочно принимаемые правила контролировались внешнеэкономическими специ-

* Геологическая служба и развитие минерально-сырьевой базы / Под ред. А.И.Кривцова, И.Ф.Мигачева, Г.В.Ручкина — М.: ЦНИГРИ, 1993.

фическими показателями, направлявшими на затратную деятельность. Если учесть, что данные о конечных результатах геологических работ не доходили до большинства специалистов из-за надуманной секретности, то можно понять, почему геологические результаты давались такой высокой ценой, а наша страна упорно шла по разорительному экстенсивному пути и за очень короткий исторический срок по стилю и формам хозяйственной деятельности, темпам и результатам экономического развития перешла в группу «развивающихся» стран. Однако геологи, хотя и шли этим путем, делали все возможное, чтобы отечество не нуждалось в минеральных ресурсах и не было белым пятном на геологической карте мира. К 1991 г. государственная геологическая служба, как это убедительно показано в работе, пришла на большом подъеме с высоким организационно-техническим и профессиональным уровнем.

Государственная геологическая служба создана вскоре после Великой Отечественной войны (с 1946 г. — Комитет по делам геологии, с 1955 г. — Министерство геологии*) и оперировала огромными ресурсами. В годы наибольшего подъема, в конце 70-х — 80-х годах, в отрасли одновременно работало до 1 млн человек, а годовые ассигнования достигали 20—25 млрд р. Не менее трех поколений геологов и других специалистов самоотверженно трудились в геологической отрасли. Большинство из них остались безвестными, но некоторые были отмечены Государственными и отраслевыми наградами — в кн. 2 рассматриваемого издания приводится перечень организаций отрасли и отличившихся сотрудников.

В разделе персоналии опубликованы имена Героев Социалистического Труда, полных кавалеров ордена Трудовой Славы, первооткрывателей месторождений полезных ископаемых, Почетных разведчиков недр, лауреатов Ленинской премии, лауреатов Государственных премий СССР, лауреаты Государственных премий РСФСР; лауреаты премии Министерства геологии СССР. Не упомянуты Заслуженные деятели науки и техники РСФСР и обладатели других отличий, среди которых много геологов, особенно системы высшей школы и Академии наук. Все геологи страны причастны к успехам отрасли, и это важно было бы подчеркнуть. Отметим, что в разделе «Создание и развитие геологической службы» (с. 6—10), который открывает кн. 1, следовало бы дать ссылки на соответствующие юбилейные отраслевые издания и издания отдельных организаций (МГРИ, МГУ, ВИМС, ЦНИГРИ, ИМГРЭ и т.д.). Тем более, что список использованной литературы далеко не перегружен и насчитывает всего 238 наименова-

ний, на которые, к сожалению, нет ссылок в тексте.

Не имея возможности даже кратко остановиться на рассмотрении 12 глав первой части книги «Геологическая служба» и 8 глав с множеством подглав второй — «Развитие минерально-сырьевой базы», перечислим их, условно подразделив на методические и проблемные. Среди первых *Региональные геологические исследования и геологическое картирование* (Н.В.Межеловский) — гл. 1; *Геофизические работы* (В.Ю.Зайченко и др.) — гл. 3; *Геохимические исследования* (Э.К.Буренков и др.) — гл. 5; *Лабораторные и технологические исследования минерального сырья* (Г.В.Остроумов и др.) — гл. 11. Среди вторых *Глубинные исследования недр* (А.И.Кривцов и др.) — гл. 2; *Металлогенические исследования* (А.И.Кривцов и др.) — гл. 4; *Гидрогеологические и инженерно-геологические работы* (Г.С.Вартанян) — гл. 6; *Геоэкологические исследования* (Г.С.Вартанян и др.) — гл. 7; *Оценка сейсмической опасности и прогноз землетрясений* (В.Ю.Зайченко и др.) — гл. 8; *Геологоразведочные работы в Мировом океане* (И.Ф.Глумов) — гл. 9; *Информационные ресурсы геологической службы* (А.В.Веселовский) — гл. 12. К сожалению, нет возможности сопоставить затраты отдельных направлений, а следовательно, их эффективность. Объемы затрат приведены лишь для геофизики: ≈ 4 млрд р. за 1985—1990 гг. (!) и оценки сейсмичности 25 тыс. р. в 1991 г. (?).

Вероятно, в привелигированных финансовых условиях, кроме геофизических, находились новаторские и близкие к руководству глубинные (гл. 2) и морские (гл. 9) исследования, которые интенсивно оснащались новейшим дорогостоящим оборудованием, в то время как геоэкологические (гл. 7) и информационные (гл. 12) были гораздо менее обеспечены, несмотря на их актуальность и новизну. Недостаток средств особенно заметен для геохимического направления в целом, а некоторый застой — для регионально-геохимического и регионально-металлогенического направлений, которые в значительной мере были разобщены. Возможно, это связано со сменой геотектонических представлений и полным отходом от развиваемых отечественной школой (А.Д.Карпинский, В.В.Белоусов, Н.С.Шатский, Н.П.Херасков, В.И.Смирнов) палеотектонического синтеза региональных геолого-геохимических закономерностей рудообразования в континентальных блоках в пользу глобальных плейтктонических построений, разработанных зарубежными геологами для геолого-геофизического анализа океанических акваторий. Вместе они были бы всеильны, но наш менталитет не позволял перейти к новому, не зачеркнув старого.

* Названия постоянно менялись, но главные функции сохранялись.

Важным специфическим направлением деятельности МГ СССР явилось научно-методическое и научно-техническое обеспечение ГРР (А.И.Кривцов и др., гл. 10). При высоком научном потенциале (более 70 НИИ, конструкторских бюро и других исследовательских организаций; 515 докторов и 4396 кандидатов наук в 1991 г.) в отрасли проводились мероприятия по совершенствованию управления научными исследованиями. Как известно, это наиболее деликатный и трудный процесс, особенно в условиях низкой оплаты труда научных сотрудников. Выход был найден в широком внедрении экономических форм управления, переводе научных организаций в 1986—1990 гг. на хозрасчетную систему, классификации научно-технической продукции и форм ее представления по экономической и геологической эффективности и другим экономическим признакам. Анализ эффективности научных исследований с учетом принятых в мировой практике критериев (структуры цитируемости, поощрительных индексов и т.д.) позволил в целом признать научно-техническую деятельность достаточно эффективной (выше средних мировых стандартов). Планировалось распределение научно-технической продукции по структуре НИОКР, направлениям научно-технического прогресса и т.д., что позволило вести контроль обеспечения приоритетных направлений. Например, на различные методические разработки было направлено $\approx 27\%$ от общего числа разработок, на создание технических средств $\approx 33\%$, на геолого-экономические $\approx 8\%$. Осуществлялся перевод НИОКР на нецентрализованное финансирование, доля которого с 1986 по 1990 гг. увеличилась с 17 до 52%, а ФОТ вырос более чем в 2 раза.

Вторая часть книги «Развитие минерально-сырьевой базы» — основная по объему (с. 152—554), не менее содержательна, чем первая, и требует специального рассмотрения, т.к. проведенный авторами геозэкономический анализ впервые* стал доступен для обсуждения. Огромный фактический материал по конкретным месторождениям, типам и видам сырья приведен в гл. 3 «Состояние и развитие минерально-сырьевой базы», составленной ведущими в отрасли и стране специалистами, многие из которых являлись научными кураторами МГ по соответствующим видам полезных ископаемых.

В кратком введении (А.И.Кривцов) приведены необходимые сводные данные, характеризующие место бывшего СССР в ми-

ровых сырьевых ресурсах, и некоторые данные по эффективности ГРР и размерам потенциальных сырьевых богатств.

Показано, что на каждый вложенный в геологию рубль ежегодно в недрах в среднем создавалось ценностей на 25 р., а с учетом прогнозных ресурсов на 125 р. Вклад геологов определяется и цифрами потенциально-го минерально-сырьевого богатства СССР по промышленным запасам (трл р., цены 1991 г.): уголь 6,2; цветные металлы 3,7; неметаллы 2,7; газ 2,1; валютное и радиоактивное сырье 1,8; нефть и конденсат 1,7; черные металлы 0,9. Не менее показательна стоимость товарной продукции СССР в 1990 г. (млрд р., цены 1991 г.): нефть и газ 71,7; благородные металлы 22,6; твердое топливо 15,7; цветные металлы 8,5; черные металлы 6; нерудное сырье 4,2; алмазы 2,2. Только валютные поступления СССР от внешнеторговых операций в 1989 г. составили 34,4 млрд р., в т.ч. от экспорта нефти, нефтепродуктов и газа — 24,8 млрд р. Как показывают приведенные цифры, отечественная геология, безусловно, превзошла мировые показатели эффективности ГРР. Это подтверждается первым местом СССР по запасам среди ведущих добывающих стран мира (без КНР) руд Fe; Mn; Cu, Ni; Pb, Zn; Sn, W, Mo, обеспеченность по разрабатываемым запасам которых составляет (лет): 154, 85, 104, 103, 57, 106, 163 соответственно.

Далее следует рассмотрение материалов по отдельным видам минерально-сырьевых (МС) ресурсов в принятой у нас рубрикации по промышленному использованию: *топливно-энергетические МС ресурсы*: 2.1. — нефть, газ, конденсат; 2.2. — уголь; 2.3. — горючие сланцы; 2.4. — торф; 2.5. — уран; *черные и легирующие металлы*: 3.1. — Fe; 3.2. — Mn; 3.3. — Cr; 3.4. — Ti; 3.5. — V; 3.6. — W; 3.7. — Mo; *цветные металлы*: 4.1. — Cu, Ni; 4.2. — Pb, Zn; 4.3. — Sn; 4.4. — Al; 4.5. — Sb; 4.6. — Hg, 4.7. — Bi; *благородные металлы и алмазы*: 5.1. — Au; 5.2. — Ag; 5.3. — Pt, Pd, Os, Jr, Rh, Ru; 5.4. — алмазы; *редкие металлы*: 6.1. — Be, Ge, Li, Nb; PЗЭ: Sr, Ta, Zr; 6.2. — Ga, Hf, In, Cd, Re, Rb, Se, Sc, Tl, Te, Cs; *неметаллические полезные ископаемые*: 7.2. — апатиты, фосфориты; 7.3. — минеральные соли, сера; 7.4. — горно-химическое сырье: хризотил-асбест, магнезит, барит, графит, флюорит; 7.5. — глинистое, кремнистое, карбонатное сырье; *ресурсы подземных вод, минерально-лечебные воды; гидротермальные ресурсы*. Для каждого вида МС приводятся все необходимые геолого-экономические сведения, структура распределения запасов по классам, типам и масштабам месторождений, по государствам СНГ, изменение запасов во времени, обеспеченность запасами, цены и т.д. Описания главных типовых месторождений сопровождается наглядными графическими материалами; об-

* В 1989 г. вышли две книги фундаментального издания «Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых», т. 10, кн. 1 и 2. — Л.: Недра (тираж 800 экз.). В кн. 2 впервые опубликованы некоторые геолого-геохимические сведения о различных полезных ископаемых.

ший указатель месторождений включает 1120 объектов.

Не менее информативны остальные главы, в которых рассматриваются различные стороны проблемы минерально-сырьевых баз (МСБ): гл. 1 — МСБ как основа экономического развития (В.Л.Заверткин и др.); гл. 2 — система управления развитием МСБ: 2.1. — стадийность геологоразведочного процесса (М.Н.Денисов и др.), 2.2. — прогноз рудоносности и нефтеносности; система оценки прогнозных ресурсов (А.Н.Золотов и др.), 2.3. — основы геолого-экономической оценки МС и месторождений (А.Я.Кац и др.); 2.4. — планирование и финансирование ГРР; система учета изучения недр (А.И.Кривцов и др.); гл. 4. — использование запасов МС (В.А.Евстрахин и др.); гл. 5 — региональные структуры МСБ (Б.И.Беневольский и др.); гл. 6. —

межрегиональные и транспортные связи МС-комплекса; гл. 7. — внешнеторговые операции с МС и продуктами его переработки (Б.Н.Кочетков и др.); гл. 8. — главные тенденции развития МСБ мира (В.А.Евстрахин и др.); заключение (А.И.Кривцов); приложение — требования к результатам и качеству ГРР. Проводится всесторонний и глубокий анализ проблем.

Каждый, кто прочтет представляемую книгу «Геологическая служба и развитие минеральных ресурсов», увидит ее большую содержательную фактологическую насыщенность и своевременность, убедится, что при разумном государственном подходе и бережном отношении огромные богатства, созданные геологами, еще сыграют свою роль и обеспечат лучшее будущее нашему народу.

Памяти Дмитрия Игоревича Павлова



22 марта 1995 года ушел из жизни доктор геолого-минералогических наук Дмитрий Игоревич Павлов — крупный специалист в области происхождения рудных месторождений.

Д.И.Павлов родился 18 августа 1930 года в Ленинграде. В 1955 году он окончил геологический факультет Московского университета и был направлен на работу в институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии АН СССР (ИГЕМ), где и проработал сорок лет от старшего лаборанта до ведущего научного сотрудника. В 1962 году защитил кандидатскую диссертацию, а в 1972 — докторскую. Научная деятельность Дмитрия Игоревича была связана с происхождением рудных месторождений и источников рудного вещества. Д.И.Павлов внес большой вклад в решение этих проблем. Плодотворная исследовательская деятельность Дмитрия Игоревича была направлена на развитие широко признанной в настоящее время гипотезы формирования эндогенных месторождений при тепловой мобилизации глубинных пластовых рассолов и высококонцентрированных экзогенных хлоридных вод и выщелачивание ими рассеянных металлов. Данной

проблеме, разработанной на примере магнетитовых месторождений Ангаро-Илимского района, посвящены две монографии Д.И.Павлова, опубликованные в 1975 г.: «Магнетитовое рудообразование при участии экзогенных хлоридных вод» и «Эндогенные хлоридные воды и эндогенное рудообразование».

Профессионально владея методами палеогеогеологических исследований применительно к вопросам формирования месторождений, Д.И.Павлов обосновал представления о формировании стратиформных руд и рудоносных илов красноморского типа за счет многоэтапного выщелачивания подземными водами сульфидной вкрапленности, кольматирующей пути миграции металлоносных рассолов.

В дальнейшем научная работа Дмитрия Игоревича была связана с новым прогрессивным направлением в учении о полезных ископаемых, имеющим важнейшее теоретическое и прикладное значение — обоснование парагенезиса газонефтяных, битумных и рудных месторождений. Первые научные итоги данного направления были опубликованы в монографии «Парагенезис металлов и нефти в осадочных толщах нефтегазоносных бассейнов» (1990).

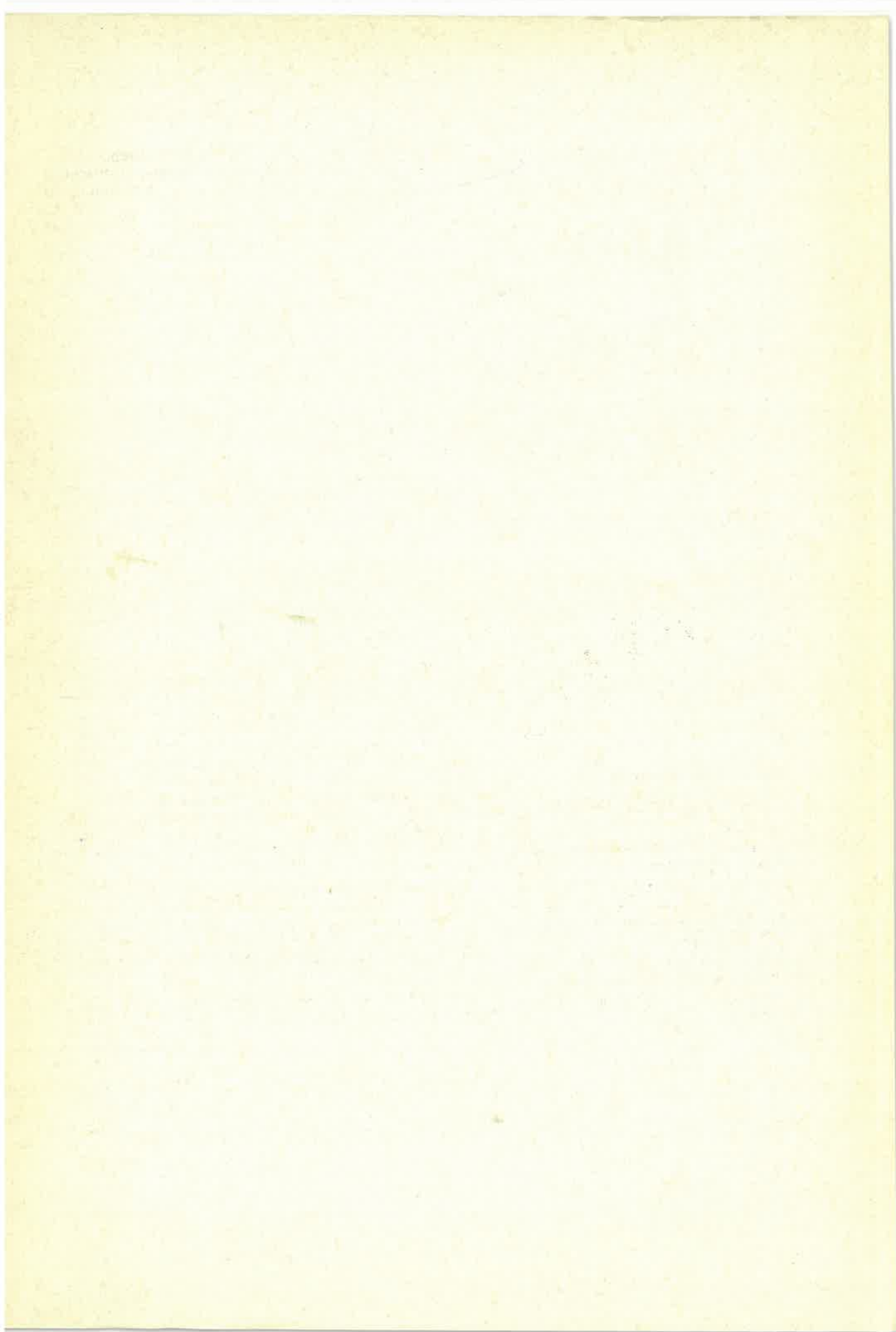
Многие публикации Д.И.Павлова на эту тему широко известны отечественным и зарубежным ученым.

Д.И.Павлов — образец беззаветного служения геологии. Его талант, огромная эрудиция в разнообразных областях геологических знаний, высокая работоспособность, увлеченность, оптимизм и личное обаяние всегда были примером для окружающих.

Жизнь Дмитрия Игоревича до конца была наполнена интенсивной работой, способствовавшей развитию отечественной рудной геологии.

Светлая память о замечательном ученом, отзывчивом, доброжелательном и обаятельном человеке навсегда сохранится в сердцах его друзей, саратников по работе, ученых и всех знавших его людей.

Ученый Совет ИГЕМ РАН
Ученый Совет ЦНИГРИ
Редколлегия



Contents

METALS AND NON-METALS

- Blagonadezhdin B.I., Bocharov V.L.*
Evolution of endogenic gold mineralization in Early-Proterozoic structures 3
- Bogolepov V.G.*
Formation of different morphogenetic types of hypabyssal-facies plutogenic gold ore and rare metal deposits 7
- Nozhkin A.D., Tsypukov M.Yu., Poperekov V.A., Smagin A.N., Renzhin A.V.*
Sulfide-nickel and precious metal mineralization in granite-greenstone region of the Eastern Sayan 11
- Aristov V.A.*
Genesis of massive sulfide deposits of the Urals 17

REGIONAL GEOLOGY AND TECTONICS

- Altukhov Ye.N.*
Essential features of rare metal deposits disposition in continental regional structures 22
- Letunov S.P., Morozov M.A.*
Geodynamical regularities governing the localization of gold ore mineralization in the south of the Eastern Siberia 25
- Zavyalov G.Ye., Islamov F.I.*
Geodynamical conditions of Post-Paleozoic metallogeny in the Kuraminskaya structural-formational zone 31

MINERALOGY, PETROGRAPHY, LITHOLOGY

- Mitrofanov F.P., Balabonin N.L., Korchagin A.U.*
Metallogeny of the Kol'sky belt of stratiform ultramafite-mafitic intrusions 37
- Voytekhsy Yu.L.*
On the coordinated differentiation of matter in the FedorovoPensky intrusive mass at general hierarchical levels 41
- Narkelyun L.F.*
Paragenetic associations and sources of ore elements innate to major genetic types of copper deposits 47

GEOCHEMISTRY

- Lutkov R.I.*
Principles of structural-substantial and geochemical regionalization of ore-bearing provinces 53
- Puzanov V.I., Cherkasov V.A.*
A geochemical model of matter evolution during the formation of granitoids of Chelaskinsky «pluton» studied 58

DISCUSSIONS

- Borovikov V.N., Stadnik Ye.V.*
Principles of geofields modelling in the context of oil-gas potential estimation 67

BOOK REVIEWS

- Ivanov V.V.*
Geological survey and mineral base development 72
- In memory of Dmitry I.Pavlov 75