

**ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ
МОДЕЛИ
И ЛОКАЛЬНОЕ
ПРОГНОЗИРОВАНИЕ
ЭНДОГЕННОГО ОРУДЕНЕНИЯ
В ЗАБАЙКАЛЬЕ**

НОВОСИБИРСК 1991

THE USSR ACADEMY OF SCIENCES
THE SIBERIAN BRANCH
THE BURYATIAN SCIENTIFIC CENTRE
GEOLOGICAL INSTITUTE

THE GEOLOGIC-GENETICAL MODELS
AND THE LOCAL PROGNOSTICATION
OF THE ENDOGENIC MINERALIZATION
IN TRANSBAIKALYE

COLLECTED SCIENTIFIC WORKS

NOVOSIBIRSK 1991

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
БУРЯТСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ
МОДЕЛИ
И ЛОКАЛЬНОЕ ПРОГНОЗИРОВАНИЕ
ЭНДОГЕННОГО ОРУДЕНЕНИЯ
В ЗАБАЙКАЛЬЕ

СБОРНИК НАУЧНЫХ ТРУДОВ

НОВОСИБИРСК 1991

UDK 553.2+550.8.013 (571.54/55)

The geologic - genetical models and the local prognostication of the endogenic mineralization in Transbaikalye: Collected scientific works /The USSR Acad. of Sci., the Siberian branch, the Buryat scientific centre. Geological Institute; Managing editor Professor

173 p.

ISBN 5-7623-0123-0

The articles of a collection devoted to the different aspects of the geology, ore formation and methods of the local prognostication of the coloured, rare-metal and gold ore deposits on the territory of the Buryatiya and Chita regions reflect the results of the investigations having been conducted in the Buryat Geological Institute of Siberian branch of the USSR Academy of Sciences in the twelfth Five-Year Plan. The complex approach the study of the problem of the endogenous ore formation with an issue for the geological genetic models of the formation of the deposits and their practical orientation for local prognostication of the mineralization is typical of the majority of the works.

The collected scientific works are designed for the specialists in the field of the geology of the deposits of the useful minerals, the geologists of the industrial organizations of the USSR Ministry of Geology.

THE MANAGING EDITOR

F.G.Reyf, Prof. of Geology

The reviewers:

I.V.Gordienko, Prof. of Geology
and V.N.Semushin, Dr. of Geology

ISBN 5-7623-0123-0

УДК 553.2+550.8.013 (571.54/55)

Геолого-генетические модели и локальное прогнозирование эндогенного оруденения в Забайкалье: Сб. науч. тр. / АН СССР, Сиб. отд-ние, Бурятский науч. центр, Геологический ин-т; Отв. ред. д-р г.-м.н. Ф.Г.Рейф. - Новосибирск, 1991. - 173 с.

ISBN 5-7623-0123-0

Статьи сборника посвящены различным аспектам геологии, рудообразования и методам локального прогнозирования цветных, редкометалльных и золоторудных месторождений на территории Бурятии и Читинской области и отражают результаты исследований, проводившихся в Бурятском геологическом институте СО АН СССР в 12-й пятилетке. Для большинства работ характерны комплексный подход в изучении проблем эндогенного рудообразования с выходом на геолого-генетические модели формирования месторождений и их практическая направленность на локальное прогнозирование оруденения.

Рассчитан на специалистов в области геологии месторождений полезных ископаемых и геологов производственных организаций и вузов геологического профиля.

ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР

д-р геол.-мин.наук Ф.Г.Рейф

Р е ц е н з е н т ы

д-р геол.-мин.наук И.В.Гордиенко,
канд.геол.-мин.наук В.Н.Семущин

ПРЕДИСЛОВИЕ

В настоящий сборник включены статьи, посвященные результатам пятилетних исследований проблем рудообразования и методам прогнозирования месторождений цветных, редких металлов и золота на территории Забайкалья. Детальное структурно-вещественное изучение эндогенных месторождений - одно из главных и традиционных направлений исследований Бурятского геологического института СО АН СССР, но в указанный период они были в большей мере, чем прежде, ориентированы на осознание физико-химической сущности процессов, отражающихся в выявляемых эмпирических закономерностях. Это не только способствовало углублению знаний об условиях и механизмах рудообразования, но и расширило возможности прогнозной оценки оруденения.

Публикуемые материалы образуют несколько блоков, каждый из которых посвящен оруденению определенного типа и открывается статьей, рассматривающей наиболее общие и (или) актуальные аспекты строения и генезиса месторождений данного класса. В таких статьях, по сути дела, предпринимается попытка обоснования более или менее полной геолого-генетической модели рудообразующей системы, способной стать основой для прогнозирования соответствующего оруденения (Э.Г.Конников и др., П.Ю.Ходанович и др., А.Г.Мионов, Д.И.Царев, К.Б.Булнаев). В остальных работах рассматривается более ограниченный круг вопросов, но делается это на основе новейшего фактического материала, характеризующего существенные стороны рудообразующего процесса.

Первый блок включает статьи, посвященные медно-никелевому оруденению, второй - вольфрамовому, третий - золотому, четвертый - полиметаллическому. Завершают сборник две работы, характеризующие флюоритовые и марганцевые месторождения.

По понятным причинам в статьи вошел не весь имеющийся фактический материал. Интересующиеся смогут ознакомиться с ним, воспользовавшись помещенным в конце книги библиографическим указателем публикаций сотрудников института по обсуждаемой тематике за 1986-1990 гг.

Э.Г.Коняков, А.А.Мельховецкий
ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ БАЗАЛЬТОИДНЫХ РАСПЛАВОВ С ПЕРИДОТИТАМИ
В МАНТИИ И КОРЕ, ЕГО ПЕТРОЛОГИЧЕСКОЕ
И РУДОГЕНЕТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

Развитие петрологии пород базальтоидной группы в последние несколько десятилетий было неразрывно связано с изучением процессов частичного плавления мантии и фракционирования расплавов в "закрытых" системах. Реакциями базальтоидных расплавов с породами мантии и коры в первом приближении можно было пренебрегать, поскольку тогда отсутствовали экспериментальные данные и геологические наблюдения о существенном влиянии таких взаимодействий на петрологию мантийных магм.

К настоящему времени, однако, получено много данных, указывающих на реальность взаимодействия базальтоидных расплавов с перидотитами в различных геологических ситуациях и на большое петрогенетическое значение этого процесса.

Признаки взаимодействия базальтоидных расплавов с перидотитами отмечаются в широком диапазоне РТ-условий: от верхних уровней коры до глубин 120–150 км в верхней мантии, для разнообразных составов расплавов в различных формационных типах гипербазитов (табл. I). Эти признаки следующие:

- 1) появление новых фаз, в том числе, в явно реакционных соотношениях с субстратом;
- 2) разложение определенных фаз субстрата;
- 3) реэквилибрация фаз субстрата в отношении главных компонентов; привнос в них типоморфных "базальтоидных" компонентов.

В некоторых случаях новообразования выражены очень ярко, например, появление водных фаз в лерцолитах. В других, менее явных, — это обычно реэквилибрация фаз субстрата с изменением железистости силикатов, отношения Al/Cr и т.п. Поэтому требуется представительная статистика для установления факта взаимодействия (см., например, Francis, 1987).

Тот факт, что агентом воздействия на перидотиты являлся именно расплав, обсуждается применительно к "метасоматизированным" лерцолитам из ксенолитов в базальтах ниже. В качестве наиболее общего критерия можно указать следующий. Характер взаимодействия определяется, как следует из табл. I, реакциями между

Взаимодействие базальтоидных расплавов с перидотитами
в различных геологических ситуациях

Формация, ситуация	Расплав	Проявления взаимодействия	РТ-условия	Реакция	Примеры
I	2	3	4	5	6
1. Офиолитовые гарцбургиты	Толелиты Mg-толеиты	а) Жилы анстатита, реакционные ореолы и т.п. (-Sr) б) Жилы и ореолы срх (срх-Нl)	3-17 кбар 1200-1300 °C "-	01+L→Орх 01+L→Срх	Куртушбинский хребт (Зап. Саян)
2. Расслоенные плутоны	Толелиты известково-щелочные	"-	1-5 кбар 1100-1300 °C	01+L→Срх 01+L→Орх	Северное Прибайкалье
3. "Орогенные перидотиты	Умеренно-щелочные, сущелочные (+летучие)	Жилы и ореолы амфибола, окисление, обогащение Fe, реобразование пироксенов, реаквизирация (+летучие) при пироксенов и шпинелей	8-9 кбар ~950 °C	01+Срх+L+V→Amf реаквизирация	Перидотиты Пиринева (Fabriev et al., 1987)
4. Ксенолиты гарцбургитов и перидотитов кумуляты верхов верхней мантии	Умеренно-щелочные базальты	Растворение срх, реаквизирация срх, Sr, образование жил	10-12 кбар 800-900 °C	"-	Ксенолиты в базальтах Гункинской котловины (Жное Прибайкалье)
5. Ксенолиты перидотитов верхней мантии	Na и K-Na щелочные базальтоиды богатые летучими	Жилы, интерстициальные (и кумулятивные) амфибол, флогопит, магнезит, образование либрация, образование мегакристов	12-30 кбар 850-1350 °C	01+L→Срх+Sr +Sr 01+L+V→Amf 01+L+V→Phl	Бартоевские ксенолиты (Жное Прибайкалье)

1	2	3	4	5	6
6. Ксенолиты щелочные лерцолитов базальто- верхней манты (преимущественно мушкетерах) НО Na)	изменение Mg/Fe в Ol и пироксенах, Al/Sr в шпинелях и пироксенах	~10-25 кбар, 850-1300 °C	Реакции ре-эквивалентности	Жон, Канада (граница, 1987)	

Примечание. Здесь и далее: Amf - амфибол, Ti-Prg - Ti - пергасит, Grx - клинопироксен, Gr - гра-
нат, Ilm - ильменит, Mt - магнетит, Ol - оливин, Орх - ортопироксен, Phl - флогопит, Вл - вюстит,
Kfspr - калишпат, Pl - плагиоклаз, Sp - шпинель, L - расплав, V - летучие, Ti-Mt - титаномагне-
тит, Fa-Mt+Qu - фазлит-магнетит-кварцевый буфер.

расплавами и минералами перидотитов, прежде всего - оливином. Взаимодействие малоглубинных перидотитов с толеитами происходит именно в той РТ-области, где и должна иметь место перитектическая реакция $Ol+L \rightarrow Орх$. Точно также разложение оливина и вероятные реакции типа $Ol+L \rightarrow Grx+Gr(Grx+Sp)$ наблюдаются при взаимодействии лерцолитов со щелочными базальтоидными расплавами в той области ($P \geq 12$ кбар), где оливин имеет реакционные соотношения с ними (Йодер, 1979).

Напротив, в менее глубинных ксенолитах, а также в "ороженных" лерцолитах (см. табл. I), в условиях, когда оливин устойчив на ликвидусе щелочно-базальтового расплава, признаков указанных реакций не отмечено.

Данному критерию (соответствию наблюдаемых в природе фазовых реакционных соотношений таковым именно для расплавов + твердые фазы) удовлетворяют и условия появления других минералов, в том числе, пироксенов, шпинелей, амфиболов, слюд.

Наиболее ярко реакционное взаимодействие проявлено в случаях высокой щелочности (особенно высокого K/Na отношения) расплава и повышенного содержания в нем летучих, т.е. в случаях, отвечающих так называемому "мантийному метасоматозу".

Взаимодействие с бедными летучими толеитами проявлено менее эффективно и ярко, однако важность в петрологическом (и рудном) отношениях последнего случая может быть весьма высока.

Ниже, в качестве примеров рассмотрены два контрастных случая взаимодействия, изучавшихся авторами.

Проблема взаимодействия расплава с лерцолитами мантии – это, по сути, проблема "мантийного метасоматоза", представление о котором возникло, с одной стороны, из потребности "обогатить" расплавы "несовместимыми" элементами, а с другой – как раз из необходимости объяснения наличия в лерцолитах водных фаз и других аномалий химизма (Menzies, Rama, 1980; Рябчиков, 1988; и др.).

В соответствии с этой гипотезой некогерентные элементы и щелочи привносились в очаг плавления мантийным флюидом в процессе естественной дифференциации планетного вещества. "Мантийный метасоматоз" либо предшествовал плавлению глубинного субстрата (Menzies, Rama, 1980), либо охватывал породы мантии вместе с содержащимся в них расплавом (Charman, 1976). Несмотря на постоянную приуроченность "метасоматитов" к путям подъема базальтоидных расплавов, вопрос об их связях с расплавами как субсеквентном явлении даже не обсуждается в указанных моделях "мантийного метасоматоза".

Однако в ряде последующих работ (Меляховецкий и др., 1986) показано, что захват ксенолитов верхней мантии происходит в очагах ее плавления, а скорее всего в коллекторах базальтоидного расплава, поступающего из более глубоких частей мантии. Такая модель больше согласуется со всеми имеющимися петролого-геохимическими, геотермическими и термобарогеохимическими данными по глубинным ксенолитам. Наконец, в 80-е годы появился ряд исследований (Меляховецкий и др., 1986, 1988; Roden et al., 1984), в которых были выведены некоторые общие особенности состава "мантийных метасоматитов", которые более корректно могут интерпретироваться с позиций взаимодействия между мантийными лерцолитами и базальтовым расплавом, при участии в этих реакциях растворенных в последнем флюидных компонентов. К числу таких общих закономерностей относятся следующие:

– тенденция обогащения метасоматически переработанных лерцолитов "базальтовыми" компонентами, а именно Ti, Fe, Al, K, Na, RЗЭ и т.п.;

- тенденция к выравниванию fO_2 и fH_2O в перидотитах и базальтах;
- выравнивание изотопных соотношений Sr, Nd и других в обоих типах пород;
- тенденция к уменьшению содержаний виртуального оливина в апоперидотитовых метасоматитах;
- наличие ТРХ-изофациальности апоперидотитовых метасоматитов и продуктов глубинного фракционирования базальтоидного расплава.

Наличие ТРХ-изофациальности естественно предполагает влияние взаимодействия с перидотитами на состав реагировавшего с ним расплава. Безусловно, признаки такого влияния констатировать гораздо труднее. К числу важнейших косвенных признаков изменения состава базальта в результате взаимодействия с перидотитом, на наш взгляд, относятся мегакристы, встречающиеся во всех без исключения базальтоидах, содержащих глубинные ксенолиты. Мегакристы обычно представлены щелочным полевым шпатом (санидин, анортит) и клинопироксеном, реже флогопитом, амфиболом, гранатом, ильменитом (Бартойское местонахождение в Джидинском районе Бурятии), т.е. тем набором минералов, которые, согласно всем экспериментальным данным, не могут появиться на ликвидусе в базальтовой системе, хотя интерпретируются в некоторых работах (Charman, 1976; Кебезинская, 1979) и таким образом. Однако возможно связывать раннюю кристаллизацию таких минералов с повышением основности (щелочности) расплава по принципу кислотно-основного взаимодействия Коржинского за счет растворения оливина перидотитов в базальтах и увеличения концентрации MgO . Этот эффект подобен явлению роста щелочности гранитоидов в контакте с основными породами и доломитами, что подтверждается близостью величин показателя основности (ΔZ) по А.А.Маракушеву (1973) для пар "лещолит-базальт" и "гранит-толеит" ($\sim 3-3,5$ ккал при $T \approx 800-1000$ °C).

На этой же основе, как нам кажется, находит объяснение и другое парадоксальное явление в ксенолитсодержащих базальтах, а именно: появление кумулятивных родственных включений пироп + авгитового состава в диапазоне $P_{общ} = 12-18$ кбар, тогда как в экспериментах (Йодер, 1980) Рх-Gr-вая котектика кристаллизуется при $P_{общ} \geq 26$ кбар и в ассоциации с гранатом выпадает омфацил.

Более достоверные признаки сопряженности метасоматических процессов в мантийных перidotитах и фракционирования в несущих эти ксенолиты базальтах одним из авторов были получены при изучении Бартойских вулканов (Меляховецкий и др., 1986, 1988). В этом местонахождении выделено три главных типа включений: 1) "фоновые" перidotиты, богатые Cr, бедные Ti, Na, Fe³⁺ с постоянной $f_{O_2} \leq 10-12 \%$; 2) в разной степени метасоматизированные перidotиты, в которых сохраняются ассоциации "фоновых" перidotитов, вплоть до безоливиновых гранат-шпинелевых вебстеритов с амфиболом и/или флогопитом; 3) родственные включения, кумуляты (Px+Gr, Gr+Ol+Crx, Orx+Crx и т.п.) и мегакристы, характеризующиеся низким уровнем Cr, высоким Fe, Ti, V. В каждом типе включений, с той или иной степенью надежности, выявлены минеральные ассоциации, характеризующиеся близкими P_T-параметрами. При этом оказалось, что как в "метасоматизированных" перidotитах, так и в базальтоидных кумулятах амфиболсодержащие ассоциации формируются при более низких температурах, чем флогопитсодержащие, в интервале $T = 900-1050 \text{ }^\circ\text{C}$ и $P_{\text{общ}} = 13-20 \text{ кбар}$. Таким образом, есть основание говорить

о влиятельности мантийных перidotитов под влиянием базальтового расплава и продуктов фракционирования этого расплава. При этом каждый уровень глубинности характеризуется своими ассоциациями аперidotитовых "метасоматитов" и сопряженных с ними кумулятов (табл.2). Подмечено, что на фронте "замещения" перidotитов базальтоидными минеральными ассоциациями $a_{\text{Na}_2\text{O}}$, $a_{\text{K}_2\text{O}}$, f_{O_2} существенно выше, чем в тылу, где однако возрастает $a_{\text{Al}_2\text{O}_3}$ (появление ассоциаций, на 40-50 % сложенных шпинелью).

Таким образом, приведенные данные с достаточной степенью надежности свидетельствуют о том, что взаимодействие базальтоидных расплавов с веществом верхней мантии на путях их подъема к поверхности представляется реальным процессом и заслуживает детального исследования. В новом понимании "мантийного метасоматоза" основным является вопрос о масштабах влияния взаимодействия базальтоидных расплавов с веществом мантии на их состав, направление их глубинного фракционирования и общую эволюцию, а также является ли это влияние сугубо локальным или оно может рассматриваться в качестве одного из петрогенетических факторов существ-

Характеристика "колонки" взаимодействий" мелочно-базальтового расплава с перидотитами (реконструкция по ксенолитам) в "амфиболовой" зоне верхней мантии под Бартольской вулканами

Таблица 2

Зона "колонки" (комплекс выщелчений)	М е т а с о м а т и т н				Родственные включения + расплавы	
	Фоновая мантия	рекристаллизованные перидотиты	амфиболовые перидотиты	амфибол-шпинельные веретилиты	амфибол-шпинельные веретилиты	эклогитоподобные породы, гранатовые везувиты, клинопироксениты
Первичные ассоциации	Ol + Crx + Orx + Sp					Сrx, Cl, Pl- Tr, Gr, Sp, Pl-Mt
-----						-----
-----						-----
Главные типоморфные признаки	Cr в Crx Orx и Sp, низкая и постоянная Fe/Mg+Fe, Fe ²⁺ /ΣFe, Pl					Ма, К, высокая и переменная Fe/Fe+Mg, Fe ²⁺ /ΣFe, высокая Ti, Al, Ca; отсутствие Cr
Наименные ассоциации и признаки	Al/Сг повышен. Ре-кристиализация Ol повышение содержания шпинели	Al/Сг, Na, (Сrx) Fe ²⁺ Amf+Sp	Ol ₂₀ +Сrx+Amf	Сrx+Amf+Sp	Ol ± Орх (I) Орх(II) Tr1 Орх(III)+Amf+Sp	-
Температуры (wells, I977)	910-960	900-960	920-1010	980	930-970	-
n анклазов	9	6	7	2	3	
Fe/Fe+Mg (Ol) %	9-II	10-II2	10-I4	24-25	-	f _{Ol} ~20-22, f _{Орх} от 18 до 35
Na (Сrx) (ф.е. на 6°O)	0,05-0,11	0,10-0,13	0,12-0,16	0,17-0,21	0,10-0,16	0,10-0,17
Tr1 (Сrx) (ф.е.)	~0,01-0,015	0,015	0,02-0,025	0,01-0,02	0,01-0,02	0,03-0,06
Сг (Сrx) (ф.е.)	0,02-0,04	0,02	0,02-0,03	0,02	0,02	0,0-0,005
Al/Сг (Sp) (%)	6-8	7-10	10-I2	9-10	> 60-100	
K (Amf) (ф.е. на 220°O)	-	-	0,210-0,300	0,335-0,350	0,100	0,445-0,450
Tr1 (Amf) (ф.е.)	-	-	0,200-0,260	0,330	0,270	0,430-0,445
Fe/Fe+Mg (Amf) %	-	-	I2-I3	27-30	18	35-54
-1g f _{O2} (Fe+Mt+Qu) (при 1000 °C)	I6-I5	I5-I2	I2-II (есть своб. Mt)	~I0-I2(?) своб. Mt)	I2-I5 (I1m +? Mt)	-

вущей модели с участием потока ювенильных флюидов. Авторы также отдают себе отчет в том, что предлагаемую в статье интерпретацию механизмов взаимодействия следует рассматривать в качестве первого приближения.

Помимо глубинных включений, явления взаимодействия базальтоидов с ультраосновными породами могут изучаться на примере офиолитовых и полихронных ультрамафит-мафитовых комплексов складчатых областей. К разряду последних относятся перидотит-пироксенит-габброноритовые массивы нюрндуканского комплекса в Северном Прибайкалье (Конников, 1986; Медь-никеленосные формации..., 1990), содержащие сульфидное медно-никелевое оруденение. Массивы этого комплекса формируются в результате последовательного внедрения в камеру кристаллизации вначале пикритоидного, а затем габбро-норитового расплава. Первый, дифференцируясь в камере, продуцирует непрерывную серию интрузивных пород: дуниты (часто с плагиоклазом, пироксенами и паргаситом) - троктолиты-лерцолиты (плагиоклаз и паргаситсодержащие) - оливиновые габбро и габбронориты (тоже паргаситсодержащие). С некоторым разрывом во времени (но когда ультраосновные породы в достаточной степени консолидировались и в них уже развивались трещины скола) в них внедрился базитовый расплав, из которого сформировались габбронориты и роговообманковые габбро с небольшими вариациями в соотношениях цветных минералов и плагиоклаза, что обусловило их полосчатую текстуру. Ультраосновные породы первой интрузивной фазы под влиянием габброидных интрузий испытывают интенсивные преобразования, выражающиеся в "затмении" их пироксенитами. По структурно-минералогическим и морфологическим признакам среди пироксенитов выделяется несколько разновидностей: 1) экзоконтактовые диффузионного типа оторочки на границе ультраосновных пород и габброноритов; 2) жильные тела, приуроченные к прототектоническим нарушениям в ультрамафитах; 3) эндоконтактовые плагиоклазовые пироксениты (тылаиты) в габброноритах; 4) жилы клинопироксенов, секущие габбронориты. Первые две разновидности являются продуктом воздействия габброидного расплава на ультрамафиты; третья - результат ассимиляции ультраосновного материала базальтоидным расплавом; четвертая, скорее всего, образована вследствие фракционирования плагиоклаза при кристаллизации габброноритового расплава и относится к разряду жильных пород габброидной фазы.

Эндоконтактовые пироксениты I-й группы образованы в результате диффузионного обмена веществом между ультраосновной породой и внедряющимся базитовым расплавом. На это указывает приуроченность этих пироксенитов к контактам ультраосновных и основных пород, постоянная и очень небольшая (первые сантиметры) их мощность.

Жильные пироксениты в протектонических зонах среди ультраосновных пород распространены широко, но не обнаруживают прямой связи с габроноритовыми телами. Вместе с тем, по данным бурения в зонах развития жил пироксенитов на глубине появляются тела габроноритов. Известны случаи пересечения пироксенитов габроидными дайками. Тела пироксенитов этого типа достигают значительной мощности (до первых сотен метров). Их контакты с ультрамафитами могут быть как резкими, так и постепенными, сопровождаясь развитием ареала рассеянной "пироксенизации", хорошо видной в серпентинизированных дунитах. Здесь среди черных серпентинитов появляются пятна, неясные жилы неизменного зеленовато-бурого бронзита. Состав жильных пироксенитов обнаруживает отчетливую зависимость от состава тех пород, в которых они залегают. Так, в дунитах исключительное распространение имеют жилы бронзититов, имеющих все переходы к дунитам через оливиновые бронзититы и гарцбургиты. Среди плагиоклазсодержащих лерцолитов формируются жилы плагиовестеритов, часто унаследующих от перидотитов многие черты состава и структурные особенности. В плагиопироксенитах и плагиолерцолитах одинаковый состав плагиоклаза - лабрадор (56-62 % An); для тех и других характерны пойкилитовые структуры, образованные ойкокритами авгита. В перидотитах в клинопироксене наблюдаются хадакриты оливина округлой формы, а в вестеритах - короткопризматический, почти округлый ортопироксен (рис.1). Характерная особенность микроструктуры этих пироксенитов - реакционные взаимоотношения бронзита с оливином, свидетельствующие о фазовом переходе последнего в ортопироксен при "замещении" ультрамафитов пироксенитами (рис.2).

Особенности структуры и состава жильных пироксенитов отчетливо доказывают их происхождение в результате "замещения" ультраосновных пород. Основной реакцией в процессе такого "замещения" является переход оливина в ортопироксен по схеме:

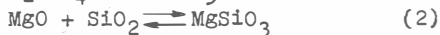
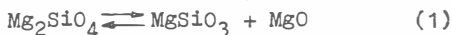




Рис.1. Оливиновый ортопироксенит.
Реликты корродированных зерен оливина (Ol)
в ортопироксене (бронзите, Br). Шлиф Ча-
291А, увеличение 20, николи х

Из этих уравнений видно, что равновесие реакций будет сдвигаться вправо при высокой a_{SiO_2} . Следовательно, образование пироксенитов по богатому оливином субстрату требует обязательного повышения химической активности кремнезема в системе. Данное условие выполнимо лишь в случае привноса SiO_2 в кристаллизующийся

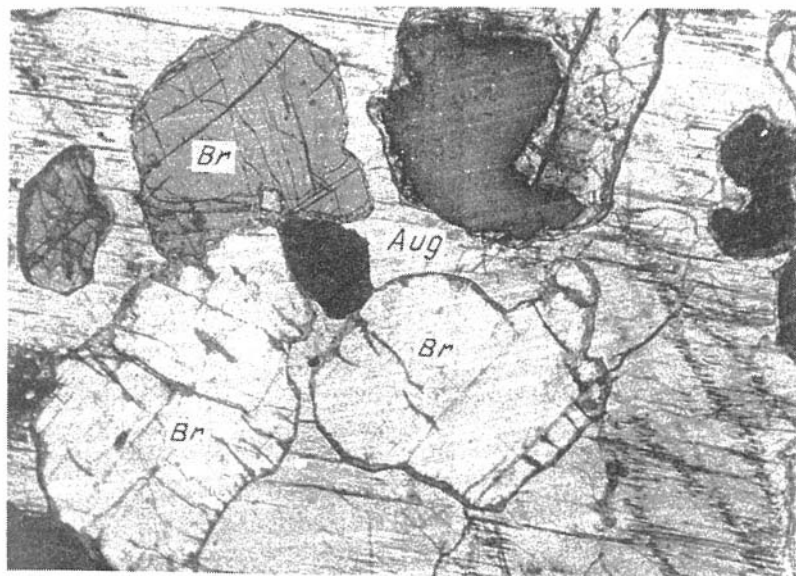


Рис.2. Вебстерит с реликтовой пойкилитовой структурой лерцолита.
(Br - бронзит; Aug - авгит) Шлиф Ча-3-29, увеличение 20, николи х

ультраосновной расплав. Механизм такого привноса пока недостаточно исследован. Это может быть либо высокотемпературный, насыщенный SiO_2 "трансмагматический" флюид, либо смешение пикритового расплава, оставшегося после выпадения из него оливина, с габбро-норитовой жидкостью. Но в том и другом случае процесс происходил на магматическом этапе, на что указывают значения палеотемператур, полученные для жильных пироксенитов по минералогическим термометрам - 1000-1150 °С (Медь-никеленосные формации..., 1990).

Наличие эндоконтактовых пироксенитов (третьи нориты является прямым доказательством влияния реакций взаимодействия на состав базитового расплава, что только предполагается в мантийных условиях на основании косвенных признаков. Эти пироксениты отчетливо связаны с ассимиляцией вещества ультрамафитов

базитовой магмой, о чем свидетельствуют присутствующие в пироксенитах реликты оливина ($f = 16\%$), которые по периферии окружены агрегатом мелких гранобластических зерен ортопироксена (рис. 3). При высокой степени ассимиляции оливина на его месте остаются только округлой формы ортопироксеновые агрегаты.

Эндоконтактовые пироксениты нередко имеют значительную (сотни метров)

личаясь от последних существенным преобладанием в их составе пироксенов (85–90 %) над плагиоклазом (лабрадор 60 % An). Структура их всегда криптовая, характеризующаяся резко выраженным идиоморфизмом пироксенов по отношению к плагиоклазу. Этим они резко отличаются от апоперидотитовых плагиовестеритов жильного типа. В эндоконтактовых 16–17 %) и клинопироксен (авгит, $f = 19\%$) присутствуют примерно в равных количествах.

Рассматриваемый случай взаимодействия базитового расплава с ультрамафитами в коровых условиях имеет прямое отношение к формированию в интрузиях перидотит–пироксенит–габброноритового типа магматического сульфидного медно–никелевого оруденения. В этом комплексе практически все промышленно значимые сульфидные руды концентрируются в апоперидотитовых пироксенитах жильного типа. Сульфидная вкрапленность, как правило, концентрируется в контактовых частях пироксенитовых тел или в участках их выклинивания. Вкрапленные руды иногда залегают в плагиоклазовых перидотитах, но и в этом случае вблизи пироксенитовых жил или промежутках между ними. Пространственная связь сульфидов с апоультрамафитовыми пироксенитами не случайна и, по-нашему мнению, связана с тем, что рудное вещество, в первую очередь Ni, заимствовалось при процессах рудообразования из ультраосновных пород. Указывает на это приуроченность никельсодержащих руд только к апоультрамафитовым пироксенитам; в эндоконтактовых плагиоклазовых вестеритах и габброноритах сульфидное оруденение представлено безникелевой пирит–пирротитовой минерализацией. Предполагается, что никель высвобождается из оливина при его "замещении" ортопироксеном. В оливине ультраосновных пород рассматриваемого комплекса в виде изоморфной примеси содержится от 0,16 до 0,28 % Ni, тогда как изоморфная емкость в отношении этого элемента у бронзита почти на порядок ниже (0,015–0,087 % Ni). Сера и, возможно, Si в про-

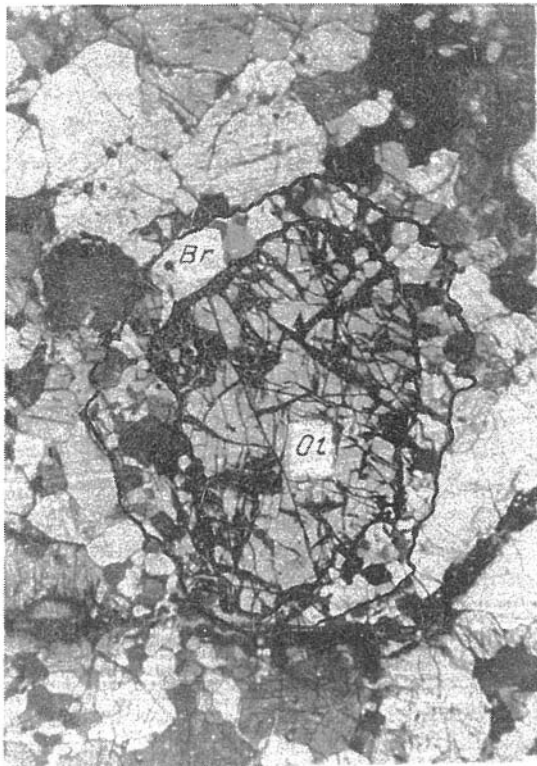


Рис.3. Реликтовые кристаллы зерен оливина (Ol), окруженные мелкозернистым агрегатом бронзита (Br).

Шлиф Ча-174, увеличение 18, николи х

цессе рудообразования поступают с базитовым расплавом. Общий уровень концентрации сульфидной серы в габброноритах намного выше (0,39–0,60 %) по сравнению с ультраосновными породами (0,10–0,22 %), по которым развиваются рудоносные пироксениты жильного типа.

Опыт изучения взаимодействия базитовых интрузий с ультрамафитами показывает, что характер этого взаимодействия во многом

определяется уровнем становления полихронных ультрамафит-мафитовых комплексов. Широко развитая "пироксенизация" ультрамафитов характерна только для абиссальных условий, как, например, в рассмотренном перидотит-пироксенит-габброноритовом комплексе Северного Прибайкалья, формирование которого происходило при $P_{\text{общ}} \approx 3-4$ кбар, либо в пограничной зоне реститового и кумулятивного комплексов офиолитов. В близповерхностных интрузивах реакции взаимодействия отсутствуют (Довыренский массив в том же регионе; месторождение Чибосан, КНР) либо имеют небольшое развитие.

Д.А.Орсов, А.А.Цыганков

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ
СУЛЬФИДНОГО МЕДНО-НИКЕЛЕВОГО ОРУДЕНЕНИЯ
В ЧАЙСКОМ УЛЬТРАБАЗИТ-БАЗИТОВОМ ПЛУТОНЕ
(Северное Прибайкалье)

В последние годы (1984-1989 гг.) сотрудниками лаборатории магматического рудообразования выполнен большой объем петрологических и минералого-геохимических исследований на Чайском дунит-перидотит-габброноритовом массиве, в процессе которых были углублены старые и получены новые сведения, касающиеся состава и внутреннего строения этого интрузива, а также особенностей размещения, минералогии и геохимии заключенного в нем сульфидного медно-никелевого месторождения. Часть материалов, касающихся главным образом петрологии массива и рудогенетических моделей, была опубликована ранее (Конников, 1987; Конников и др., 1990б). В настоящей работе представлены данные о минеральном составе сульфидных руд и особенностях геохимии минералов.

Чайский массив расположен в западной части Байкало-Витимского офиолитового пояса, в верховьях одноименной реки. Он представляет собой небольшое (~ 8 км²) интрузивное тело овальной формы, залегающее субсогласно среди кристаллических сланцев протерозоя и являющееся частью более крупного, в основном габброидного, Безымянного плутона.

При некотором упрощении внутреннее строение массива можно определить как концентрически зональное (рис.1). В его центральной части находятся дуниты, к периферии сменяющиеся паргаситсодержащими плагиоклазовыми лерцолитами, вермитами, оливиновыми габброноритами и габбро. Перидотиты с дунитами имеют, как правило, секущие контакты, но без признаков контактового метаморфизма. Примерно в осевой части дунитового ядра проходит тектонически ослабленная зона, которая фиксируется системой перидотитовых и габбровых даек и носит название Главной рудной зоны (ГРЗ). Предполагается, что дуниты и перидотиты – продукты внутрикамерной дифференциации единого пикритового расплава. Внешняя часть массива сложена безоливиновыми габброноритами и габбро, которые активно воздействуют на ультраосновные породы с образованием в экзоконтакте узких (0,1–0,2 м) оторочек пироксенитов и выделяются в качестве 2-й интрузивной фазы.

Помимо приконтактовых, в этом массиве широко распространены жилы пироксенитов, часто не имеющие видимой связи с телами габброноритов. Жильные пироксениты распространены в пределах ГРЗ и содержат основную массу сульфидных медно-никелевых руд Чайского месторождения. Они характеризуются значительной мощностью (15–20 м), достаточно большей протяженностью (100–200 до 400 м) и крутым, почти вертикальным, падением (рис.2). Эти пироксениты обычно кулисообразно ориентированы по отношению к ГРЗ и приурочены к оперяющим её сколовым трещинам. По данным глубокого бурения пироксенитовые жилы по падению сменяются дайками габброидов 2-й интрузивной фазы. Сульфидная минерализация в этих пироксенитах приурочена к их контактам с ультраосновными породами или участкам выклинивания пироксенитовых жил по простиранию, нередко выходя в ультрабазиты. Участки наибольшего скопления рудных пироксенитов образуют рудные тела № 2 и 3 (см. рис.1).

На месторождении отмечается три главных морфологических типа сульфидного оруденения: вкрапленный, густо- и прожилково-вкрапленный, массивный. Массивные руды, как правило, заключены в ареале вкрапленной минерализации и нередко сопряжены с тектоническими нарушениями в магматических породах. Сульфидные руды имеют тривиальный для медно-никелевых месторождений состав. Главными рудными минералами являются троилит (Tr), гексагональный (hPo) и моноклинный (mPo), пирротин, пентландит (Pn), халькопирит (Cp) и куба-

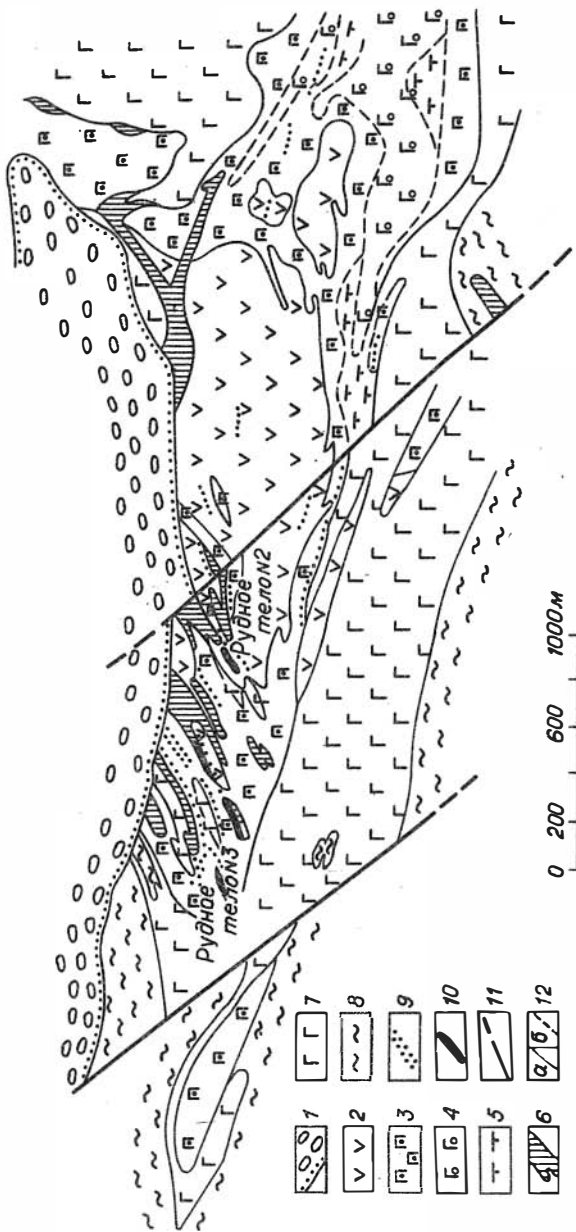


Рис. 1. Схема геологического строения Чайковского никеленосного массива (составлена Э.Г. Конниковым, А.А. Цыганковым, 1987):

1 - отложения холдинской свиты (V-C₁); 2 - дуниты; 3 - плагиоперидолиты; 4 - оливковые габбронориты; 5 - троктолиты; 6 - пироксениты; 7 - габбронориты, габбро; 8 - биотитовые и биотит-амфиболовые гнейсы; 9 - вкрапленное сульфидное Cu-Ni оруденение; 10 - массивные руды; 11 - разломы; 12 - границы пород; резкие (а), постепенные (б).

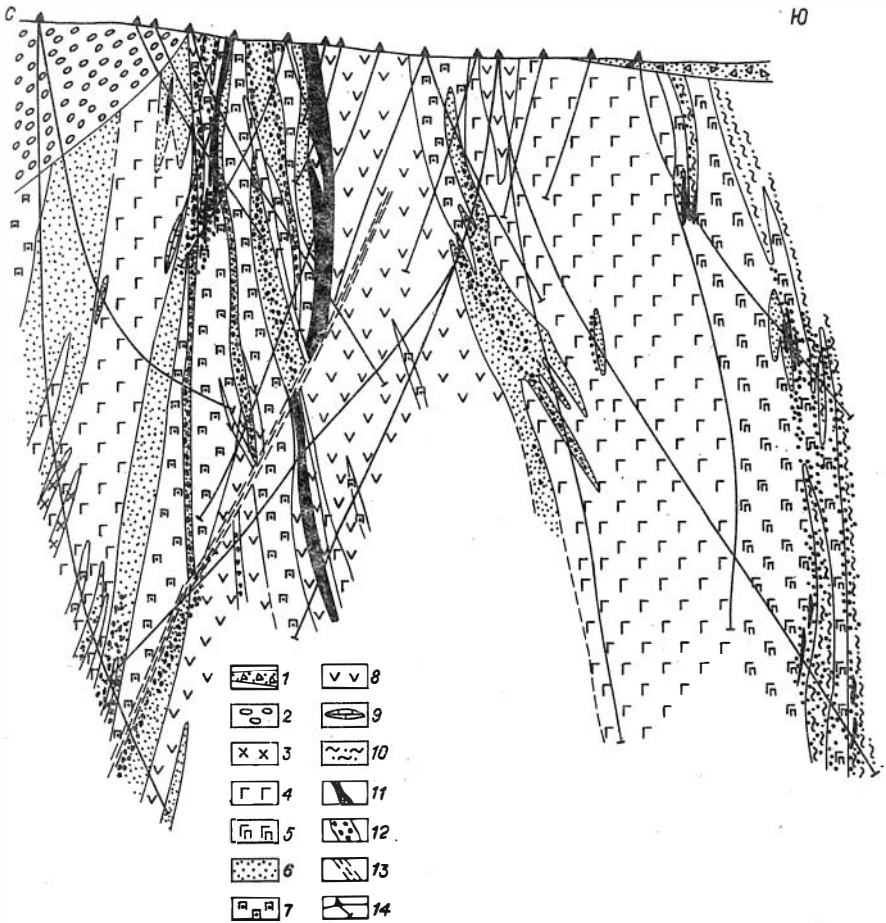


Рис. 2. Разрез Чайковского массива по профилю буровых скважин: I - четвертичные отложения; 2 - конгломераты холоднинской свиты; 3 - дайки амфиболовых габбро; 4 - габбронориты; 5 - эндоконтактовые габбропироксениты; 6 - жильные пироксениты; 7 - плагиоклазовые перидотиты; 8 - дуниты; 9 - ксенолиты известняков; 10 - ороговикованные кристаллические сланцы; 11 - массивные и прожилково-вкрапленные руды; 12 - бедные вкрапленные руды; 13 - тектонические нарушения; 14 - буровые скважины.

нит (Сb); второстепенными - хромшпинелиды (Cr-Sp)
ильменит (Ilm), макинавит (Msc)
рит (Wl), борнит (Bt),
гит-марказит (Gg-Mrk) и
рождения нами обнаружены талнахит (Tal)
кит (Hc)

грей-

Сульфидный парагенезис обнаруживает четкую зависимость от состава вмещающих его магматических пород. На месторождении установлены следующие типы

породах первой интрузивной фазы (дуниты, перидотиты) нена аксессуарная вкрапленность высокожелезистого $Pn+Tr^{+}Msc$ роксенитов характерен парагенезис: $Tr+Pn+Cr+Sb+Msc+Pn+H$

ассоциацию сульфидов: $(mPo+hPo)+Py+Mt+I$

ды образованы устойчивым парагенезисом сульфидов вне зависимости от окружающего их вкрапленного оруденения: mPo соконикелистый) $+Cr+Py$
 $Sb+Cr-Sp$

в сульфидных вкрапленниках $Tr+Pn+$

ранней пентландит-троилитовой ассоциации, что свидетельствует о одновременности и многостадийности процесса рудообразования в Чайском массиве.

Минералы группы пирротина присутствуют во всех сульфидных парагенезисах и, как правило, количественно преобладают над другими рудными минералами. Составы моносульфидов железа исследовались методом рентгеновской дифрактометрии и микронзондовым анализом. Элементы-примеси в них изучены с помощью лазерно-спектрального микроанализатора LMA-10

гексагональных пирротинов по данным рентгеновской дифрактометрии рассчитывался по методу, изложенному в работе Р. Юнда и Х. Халла (Yund, Hall, Г.И. Махоркиной (1986)

Троилит из чайских руд по данным рентгеновской дифрактометрии и микронзондового анализа отклоняется от стехиометрии FeS (Toulmin

Подобные низкосернистые троилиты известны в Норильских месторождениях (Сульфидные... руды..., 1981)
дии (Vogt

Сводные результаты исследований
состава моносulfидов железа Чайского месторождения

Типы руд	Пределы вариаций		Модификация моно- сульфи- да	Ассоциация
	d/n	Fe, ат. %		
Вкрапленные: в дунитах, перидотитах, n=2	2,095-2,104	50,12-51,15	Tr	Pn
в пироксени- тах n=13	2,086-2,109	49,25-50,72	Tr±hPo	Pn+Cr+Cb± ±(Mcc+Tal)
в габброно- ритах и габ- бропироксе- нитах, n=7	2,050-2,087	46,37-49,31	hPo±mPo	Pu+Cr
Массивные, n=2	-	47,23-47,44	mPo	Pn+Cr+Pu

Примечание. Моноклинный пирротин из массивных руд - по данным микросондового анализа, остальные - рентгеновской дифрактометрии. Аналитики Г.Н.Загузин и А.М.Огурцов, БИ СО АН СССР.

ранение троилита по сравнению с пирротинами в главном рудообразующем парагенезисе пироксенов указывает на протекание рудообразования в условиях дефицита серы. В троилите пироксенов hPo представлен продуктами распада твердого раствора, что, по данным экспериментов (Taylor, 1970), происходит при $T \leq 150$ °C.

По данным изучения элементов-примесей в моносulfиде железа в ряду $Tr \rightarrow hPo \rightarrow mPo$ происходит увеличение концентрации Ni от 0,01-0,05 до 0,6-1,07 %. Отрицательная корреляция Fe и Ni в пирротинах отмечается многими исследователями (Петрология сульфидного..., 1988; Parshen et al., 1970 и др.). Примесь Co менее ха-

характерна для пирротинов данного месторождения, в большинстве случаев она находится на уровне $\leq 0,01$ %, максимальные содержания достигают 0,48 % в пирротинах жильных пироксенитов. Какой-либо зависимости содержаний Co от состава троилитов и пирротинов не установлено. Подобным образом ведёт себя и медь. Ее максимальные концентрации (до 0,17 %) установлены в пирротинах из пироксенитов. Отмечается тенденция к росту содержаний меди в пирротинах с глубиной. Помимо указанных элементов в Po иногда присутствуют Pb, Zn и Ag.

Пентландит — в максимальных количествах присутствует в массивном типе руд (до 10–25 объем. %). Представлен двумя морфологическими разновидностями: а) зернистая, развивающаяся обычно по краям и на контактах зерен монсульфида железа, б) линзо- и пламенивидная — продукты распада твердого раствора в пирротинах. Отмечено возрастание количества выделений пламенивидного рn в наиболее богатых серой пирротинах, что согласуется с уже известными экспериментальными данными, свидетельствующими о повышенной растворимости Ni в богатых S сульфидных расплавах (Kullerud, 1963; Naldrett et al., 1967).

Вариации состава пентландита в рудах Чайского месторождения довольно значительны (табл.2).

Сопоставление составов пентландита и сосуществующего с ним моноссульфида Fe выявляет положительную корреляцию между ними по содержанию Ni (рис.3). Но установленная зависимость го линейна. Наибольшие вариации железистости Pn характерны для ассоциаций с троилитом. Пентландит также является главным концентратором Co в чайских рудах, максимальное количество которого содержится в пентландите из габроноритов 2-й фазы и их эндоконтактных разновидностей — габбропироксенитах (9,43 %). В качестве примесных в этом содержании Ag, Cu и Zn в пентландите однотипных руд растет с глубиной.

Халькопирит содержится в наибольшем количестве (до 15–20 объем. %) в рудных пироксенитах и массивных рудах. Здесь он обычно ассоциирует с кубанитом, нередко образуя пластинчатые сростания — продукты распада халькопиритового твердого раствора. Аналогичную природу, по-видимому, имеют кашлевидные выделения сфалерита в халькопирите.

В химическом составе халькопирита не установлено каких-либо закономерных вариаций в зависимости от типа оруденения (табл.3) В большинстве случаев он характеризуется некоторым дефицитом S, Cu и избытком Fe по сравнению со стехиометрическим составом. Но с глубиной в халькопирите концентрации Ni и Co заметно уменьшаются, а серы – возрастают, что согласуется с изменениями по вертикали составов пирротитов и пентландита.

Таблица 2

Средний химический состав пентландитов из различных типов руд Чайского массива по данным микрозондового анализа

Типы руд	Содержание, мас.%					S, ат.%	Fe:Ni
	Fe	Ni	Co	Cu	S		
Вкрапленные: в дунитах, перидотитах, n=4	38,84	26,70	1,65	0,08	32,78	46,43	1,45
в пироксенитах, n=3I	36,43	29,36	1,11	0,26	33,39	46,86	1,25
в габброноритах и габбропироксенитах, n=4	28,29	30,00	9,43	0,06	33,59	47,05	0,95
Массивные, n=2	29,48	36,08	1,01	0,05	33,12	47,05	0,82

Кубанит является характерным минералом во вкрапленных рудах пироксенитов и в других типах руд не встречается. Его химический состав довольно постоянный и не зависит от типа руды. По данным микрозондового анализа в кубаните содержится (ат.%): Ni от 0,0n до 0,4 ; Fe от 32,20 до 35,06 (в среднем около 33) ; Co от 0 до 0,87; Cu от 14,85 до 18,69 (в среднем 17) 50,85 (в среднем 49) рите, кубанит встречается в виде индивидуализированных зерен, от-

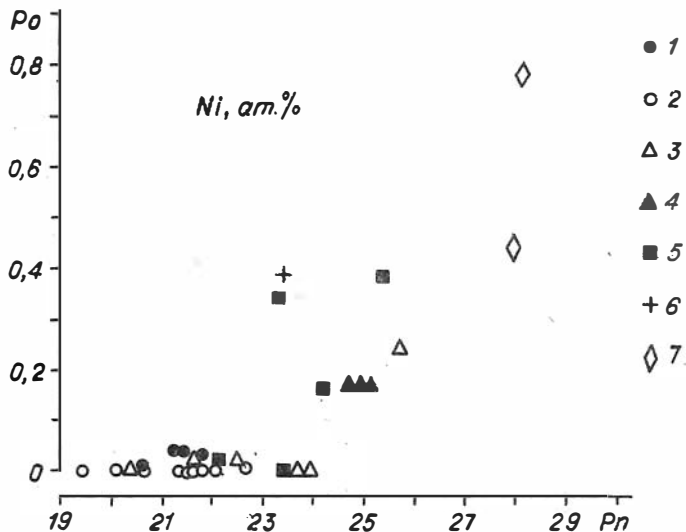


Рис.3. Распределение никеля между сосуществующими минералами группы пирротина и пентландитом из вкрапленных и массивных руд Чайского месторождения: 1 - дуниты; 2 - пироксенизированные дуниты; 3 - пентротиты; 4 - оливковые габбро; 5 - пироксениты (вебстериты, ортопироксениты); 6 - габбронориты; 7 - массивные руды.

личающихся некоторым дефицитом серы, как и халькопирит. Максимальные содержания Co отмечаются для пластинчатых вростков Sb в Pn , а Ni - для его прожилков в Tg .

Талнахит, поторанит и хейкокит встречаются в тесной ассоциации с Sr и Sb , образуют между собой тонкие сростания. Как видно из диаграммы системы $Si-Fe-S$ (рис.4), эти три минерала по составу попадают в поле высокотемпературного промежуточного твердого раствора (Sabri, 1973). Между собой их составы различаются главным образом по содержанию Fe и Si (табл.4, рис.4). По сравнению с халькопиритом характеризуются заметным дефицитом серы.

Маккинавит - характерный постмагматический минерал в чай-

Средний химический состав халькопирита
по данным микрозондового анализа

Типы руд	Содержание, мас.%				S, ат.%
	Fe	Ni	Co	Cu	
Вкрапленные: в пироксенитах, n=14	30,92	0,14	0,13	34,00	49,78
в габброноритах, габбро- пироксенитах, n=4	30,97	0,05	0,05	34,81	49,17
Массивные, n=1	29,71	<0,01	<0,01	34,99	50,18

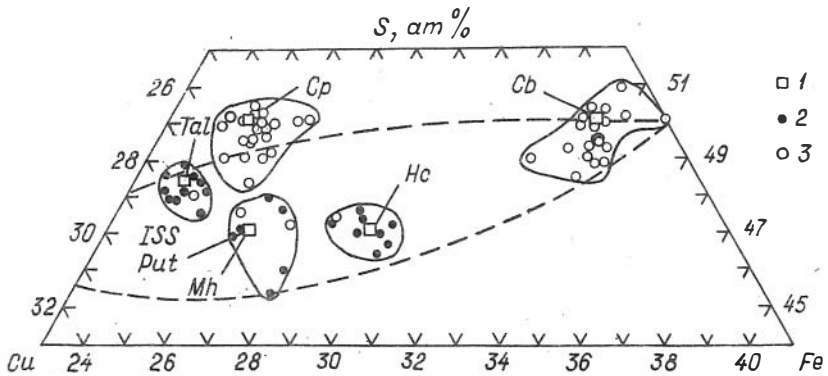


Рис.4. Поля составов минералов группы халькопирита и кубанита
из пород и руд Чайского массива.

Пунктиром дана область промежуточного твердого раствора (ISS).
I - теоретические составы минералов; 2 - по литературным дан-
ным; 3 - новые данные.

Химический состав талнахита, путоранита и хейкокита
по данным микрозондового анализа

Минерал	Содержание, мас.%					Формула минерала
	Fe	Cu	Ni	Co	S	
Талнахит	29,68	37,20	0,65	0,05	33,18	$\text{Cu}_{17,86}\text{Fe}_{16,21}\text{Ni}_{0,34}\text{Co}_{0,03}\text{S}_{31,57}$
Путоранит	31,51	34,02	<0,01	<0,01	32,09	$\text{Cu}_{17,19}\text{Fe}_{18,69}\text{S}_{32,12}$
Хейкокит	34,25	33,33	<0,01	<0,01	32,85	$\text{Cu}_{16,50}\text{Fe}_{19,29}\text{S}_{32,21}$

ских рудах, впервые описан для месторождения М.Ф. Труневой с соавторами (1979). Чаще всего встречается внутри зерен пентландита, но иногда обнаруживается среди халькопирит-кубанитовых агрегатов. Химический состав Мсс (табл.5) свидетельствует о преобладании Ni в качестве главной примеси в нем, но выделения этого минерала внутри халькопирита обогащены также Cu. Большинство анализов Мсс выявляет слабый дефицит S относительно своей стехиометрии. Согласно данным S. Takeo и A. Clark (1967), содержание элементов-примесей в маккинавите зависит от температуры его кристаллизации. Изоморфизм Fe с Ni +Co в пределах от 4 до 7 мас.%, которое наблюдается в рассматриваемом месторождении, позволяет оценить температуру образования Мсс на уровне 230–240 °C.

Таблица 5

Химический состав маккинавита
по данным микрозондового анализа

Минерал-"хозяин"	Содержание, мас.%					Отношение суммы металлов к сере
	Fe	Ni	Co	Cu	S	
Pn	54,85	7,27	2,05	0,93	34,36	1,08
Pn+Cr	55,00	5,07	1,4	2,57	35,95	1,01
Pn	58,13	4,34	1,04	0,08	35,70	1,02
Pn	59,09	4,74	не обн.	0,19	35,86	1,02
Pn	59,01	4,62	0,84	0,15	35,83	1,03
Cr	54,68	3,89	не обн.	4,75	36,76	1,02

Таким образом, данные, полученные в результате минералогическо-геохимических исследований сульфидного оруденения Чайского массива, позволяют сделать следующие выводы:

1. Процесс рудообразования на месторождении был прерывистым и многостадийным. Имеющийся материал позволяет выделить в массиве по меньшей мере 2 этапа сульфидоотложения: а) ранний, связанный с кристаллизацией ультраосновных пород и не имеющий практического значения как акцессорная минерализация, и б) поздний, коррелирующийся с формированием габроноритов 2-й интрузивной фазы и тесно связанных с ними рудных пироксенитов. Последний внес основной вклад в образование руд промышленного типа.

2. Для большинства изученных сульфидных минералов выявился некоторый дефицит серы. Наиболее высок он в троилитах раннего этапа рудообразования. Все данные указывают на пониженную в общем химическую активность S_2 в процессе сульфидоотложения в Чайском массиве, которая, однако, несколько возрастала с течением времени.

3. Наличие "ксенолитов" сульфидных парагенезисов раннего этапа внутри более поздних рудных ассоциаций позволяет допускать мобилизацию рассеянного рудного вещества во время второго этапа рудообразования из дунитов и перидотитов при замещении их пироксенитами.

4. Впервые для Чайского месторождения отмечено наличие вертикальной зональности оруденения, выражающейся в увеличении медистости ряда сульфидных минералов с глубиной. Причины этого явления пока недостаточно выяснены.

Е.В.Кислов, Э.Г.Конников

КОНТАКТОВЫЕ ПРОЦЕССЫ
И ИХ РОЛЬ В ЛОКАЛИЗАЦИИ СУЛЬФИДНОГО ОРУДЕНЕНИЯ
ЙОКО-ДОВЫРЕНСКОГО МАССИВА

Йоко-Довыренский дунит-трокталит-габроноритовый плутон находится в рифейских терригенно-карбонатных отложениях Олоkitско-

го синклинория (Северное Прибайкалье) во вторичном крутонаклонном залегании. Выход массива на поверхность имеет линзовидную форму и размер 26x3,5 км. В разрезе выделяются следующие зоны: плагиоперидотиты с приподошвенными силлами (до 200 м), плагиодуниты (100 м), дуниты (870 м), чередование троктолитов и плагиодунитов (560 м), чередование троктолитов и оливиновых габбро (430 м), оливиновые габбро (580 м), оливиновые габбронориты (520 м). В прикровлевой и приподошвенной частях массива и во вмещающей толще отмечаются многочисленные силлы и жилы габбронорит-диабазов. Активное взаимодействие интрузива с вмещающей толщей издавна привлекает внимание исследователей (Гурулев, 1965; Перцев, Шабынин, 1979; Конников, 1986а).

Свидетельством активного взаимодействия приподошвенных плагиоперидотитов, контактирующих с алевролитами, служит широкая распространенность в перидотитах флогопита, бронзита, корродирующего оливин, и апатита, не характерных для массива в целом. Отмечено повышение к контакту железистости темноцветных минералов, снижение основности плагиоклаза, увеличение содержаний железа (преимущественно трехвалентного) и титана в хромшпинелях. К контакту в плагиоперидотитах повышается содержание $SiO_2, Al_2O_3, CaO, TiO_2, Na_2O, K_2O, P_2O_5, Sr$. Характерны резко повышенные по сравнению с остальными породами интрузива концентрации K_2O при незначительных различиях по содержаниям SiO_2 и Ni , что является надежным индикатором коровой контаминации мантийных магм, избирательно обогащаемых калием вследствие его максимальной скорости диффузии в расплаве по сравнению с другими компонентами. В то же время плагиоперидотитовая зона по химическому составу аналогична исходному пикритовидному расплаву (Конников и др., 1988). По-видимому, приподошвенная часть интрузива кристаллизовалась без значительных ассимиляции и фракционирования родоначальной магмы. Об этом также свидетельствуют постепенные переходы плагиоперидотитов в пикрит-долериты зон закалки, эпизодичность в них ксенолитов.

Нами были оценены динамические условия кристаллизации Йокондовыренского массива дорастанием кумулуса при композиционной конвекции (Симакин, Кислов, 1988). Переход от ортокумулатов (плагиоперидотитов) в краевой части и на флангах массива через мезокумулаты (плагиодуниты) к адкумулатам (дунитам) в центральной

части массива удовлетворительно объясняется интенсивным теплопереносом во вмещающую толщу (скорость охлаждения на контакте $1,7^{\circ}/\text{час}$) со значительным снижением скорости охлаждения по мере удаления от контакта. "Аномальный" тренд изменчивости составов минералов частично может объясняться недостаточной эффективностью конвекции для поддержания постоянного состава интерстициального расплава при таких высоких скоростях затвердевания, вызывающей кристаллизацию менее высокотемпературных минералов. Но появление флогопита и бронзита такой механизм не объясняет. Для их образования необходимо повышение концентраций калия, кремнезема и воды. Предполагается (Конников и др., 1988), что в процессе кристаллизации в пикритоидный расплав из вмещающих пород поступали только вода и калий, необходимые для образования флогопита, а увеличение концентрации воды приводило к расширению поля кристаллизации ортопироксена за счет оливина (Kushiro, 1969). Для подтверждения этих предположений необходимы более строгие доказательства, полученные в результате минералого-геохимических исследований.

Изучение взаимоотношений флогопита с другими минералами, его состава показало, что он один из наиболее поздних минералов, кристаллизовавшихся из расплава (Кислов и др., 1988). Флогопит плагиоперидотитов лишен истонитового компонента, с TiO_2 - 3,2-7,7%. Отмечена отчетливая корреляция между сосуществующими флогопитом и ортопироксеном по железистости и содержанию хрома. Нами совместно с В.Е.Ветштейном (ИГЕМ АН УССР, г.Киев) изучен изотопный состав кислорода и водорода флогопита и пироксенов плагиоперидотитов, а также вмещающих пород для определения источника флюида. Водородное отношение флогопита ($\delta D = -85\%$) соответствует нижней границе отношений гидроксилсодержащих минералов глубинного происхождения, основных и ультраосновных пород. Кислородные отношения флогопита ($\delta^{18}O = +5,9\%$), ортопироксена (+5,1%) и клинопироксена (+5,9%), хотя и близки типичным для мантийных магм значениям (+5,7 \pm 0,3%), но существенно ниже изотопных отношений исходного расплава Йоко-Довыренского массива (+8,5 \pm +8,7%; Устинов и др., 1980), обогащение которого легкими изотопами кислорода и водорода можно объяснить поступлением в расплав флюида, появляющегося в результате дегидратации боковых пород из-за контактового взаимодействия, или метеорной влаги.

О составе палеометеорных вод можно судить по анализам современных вод региона (оз. Байкал, осадков, поверхностных и подземных вод), а также плагиоперидотитов массива, подвергшихся наиболее интенсивной постмагматической переработке. Интервал распределения значений δD (-127+ -84 ‰) и $\delta^{18}O$ (-15,8+ -12,9 ‰) современных метеогенных вод и менее подверженные вторичным процессам фракционирования величины δD (-132+ -80 ‰) серпентинизированных, амфиболитизированных и хлоритизированных плагиоперидотитов имеют сходные соотношения. Но воздействию только метеогенной воды противоречит отсутствие во флогопите корреляции между изотопами $\delta D = 8\delta^{18}O + 10$, характерной для водного цикла. Отклонение от этой пропорции можно объяснить участием в процессе контактового взаимодействия метаморфогенной воды и утяжеленным изотопным составом кислорода магмы (возможно, из-за контаминации карбонатным материалом; Кривошлясов и др., 1982).

В пользу заимствования расплавом воды, на наш взгляд, свидетельствует состав флюидной фазы флогопита и апатита (Кислов, Бушляков, 1990). Флогопит плагиоперидотитов практически не содержит фтора (в одном зерне 0,06 ‰), концентрации хлора также низки (0,07-0,15 ‰). Невелики содержания галогенов и в апатите плагиоперидотитов (F = 0,79; 0,86 ‰, Cl = 1,93; 1,65 ‰). Это предполагает значительное преобладание воды в составе летучих компонентов исходного расплава. Поскольку он в Йоко-Довыренском интрузиве был беден водой, на что указывают отсутствие водосодержащих минералов в большей части разреза, обогащенность плагиоклазов ортоклазовым миналом (Sech, 1971) и данные газового анализа (Балькин и др., 1983), флогопит эндоконтактной зоны должен был формироваться за счет притока воды извне. Обилие флогопита показывает, что в этих частях камеры концентрация воды была значительной ($P_{H_2O} \geq 1$ кбар; $X_{H_2O} \geq 4$ %).

Для понимания механизма обогащения приподожвенных плагиоперидотитов калием и водой без существенной ассимиляции других компонентов (о таком характере контактового взаимодействия говорят тождество средневзвешенного состава массива составу плагиоперидотитов, единичность среди них ксенолитов вмещающих пород) необходимо рассмотреть состав пород экзоконтакта Йоко-Довыренского массива. Алевролиты экзоконтакта преобразованы в кварц-андалузит-биотитовые, кварц-кордиерит-биотитовые и плагиоклаз-ам-

фибол-пироксеновые роговики. По направлению к контакту в них отчетливо убывают концентрации SiO_2 и Rb. При частичном плавлении роговиков образуются гранофиры, близкие по составу к чарнокитоидам. Они состоят из идиоморфных зерен кислого плагиоклаза, гиперстена, амфибола и биотита, сцементированных гранофирным мезостазисом. Химические потенциалы калия и воды кислых выделок значительно превышают таковые в пикритовидном расплаве массива. Это могло послужить причиной их миграции в интрузив. Поступление воды в пикритовидный расплав могло происходить также по механизму термодиффузии (эффект Core). Нами экспериментально было показано (Конников и др., 1990а), что вода в силикатных расплавах мигрирует в область с более высокой температурой довольно быстро (коэффициент Core равен $4 \cdot 10^{-2} \text{ c}^{-1}$).

Взаимодействие расплава с карбонатным материалом зафиксировано эндоконтактовыми зонами вокруг фрагментов магнезиальных скарнов меллит-монтчеллитовой фации в верхней части дунитового горизонта, подробно описанных Н.Н.Перцевым, Л.И.Шабниным (1979) и А.А.Ефимовым с соавторами (1986). Метасоматические парагенезисы формировались при пониженном давлении CO_2 , общем давлении ниже 1,5 кбар и температурах не менее 1000 °С.

Для эндоконтактовых околосенолитных дунитов, верлитов, пироксенитов характерны заметное повышение щелочности (Na_2O до 0,25 %); тонкая, но густая троилит-пентландитовая вкрапленность; повышенный фон металлов группы платины (Pd до 0,6 г/т). В отличие от неконтаминированных дунитов, содержащих плагиоклаз и диопсид, для околосенолитных пород свойственны фассаит и плеонаст. В этой части дунитовой зоны содержание CaO в оливинах повышается до 1,01 %, в то время как обычно оно достигает 0,10-0,15 %. По контакту с ксенолитами скарнов как в дунитах, так и в троктолитах образуются маломощные (до 10 см) мелкозернистые, преимущественно оливиновые оторочки. Минералам эндоконтактовых зон свойственен утяжеленный изотопный состав кислорода (Кривошлясов и др., 1982).

Идиоморфные интерстициальные кристаллы хромшпинели нередко содержат одно, реже два-три сферических до угловатых силикатных включения (Кислов, 1990). Наиболее распространенные минералы включений - паргасит и флогопит, которые в виде самостоятельных минералов в околосенолитных зонах встречаются редко. В трещино-

ватых зернах хромшпинели включения замещены хромсодержащим магнезиальным хлоритом (\pm карбонат), близким по составу хлориту, vyplняющему трещины и интерстиции. В остальных породах массива редкие включения в хромшпинелях представлены клинопироксеном и оливином с повышенным идиоморфизмом и менее закономерным расположением. Захват расплава хромшпинелью может быть вызван резким пересыщением из-за существенного снижения температуры либо резкого изменения состава расплава (Irvine, 1975). Активная ассимиляция в состоянии вызвать оба этих явления. Возможен также захват интерстициальных минералов при посткумулусной перекристаллизации хромшпинели, которой способствует обогащение остаточного расплава летучими компонентами. Флогопит и паргасит кристаллизовались и как интерстициальные минералы, но в постмагматическую стадию замещались хлоритом и карбонатом, аналогично включениям в трещиноватых зернах хромшпинели. Хлорит-карбонатные агрегаты иногда сохраняют реликты флогопита и паргасита. Летучие компоненты могли поступать из карбонатных ксенолитов. Источником щелочных элементов предполагаются прослойки терригенных пород, растворяющиеся в расплаве быстрее карбонатного материала. Возможно также объяснение принципом кислотно-основного взаимодействия компонентов в расплаве: увеличение концентраций слабых оснований (CaO , MgO) ведет к увеличению активности щелочей. По-видимому, ощелочение и обводнение околосенолитных зон было значительным, но затушено постмагматическими процессами.

Свидетельством коровой контаминации могут быть необычно высокие, значительно варьирующие отношения изотопов стронция. Первичные изотопные отношения Йоко-Довыренского массива варьируют от 0,709 до 0,715 (Кислов и др., 1989). Такие высокие значения могут объясняться обогащением очага плавления радиогенным стронцием в результате процессов мантийного метасоматоза. Но вклад взаимодействия расплава с вмещающими породами, имеющими более высокие стронциевые отношения, несомненен. Повышенные значения свойственны пробам из зоны закалки и приподожвенных силлов (0,713-0,715). Отношения неизмененного алевролита (отобранного в 300 м от контакта) и гранофира - выплавки из непосредственного экзоконтакта - составляют 0,720, а претерпевших термальное воздействие алевролитов - 0,711-0,712. По-видимому, при повышенных температурах стронций интенсивно мигрировал с коровым флюидом.

Отсутствие изотопной гомогенизации и монотонного снижения стронциевых отношений по удалению от контакта позволяют предполагать, что контаминация расплава происходила в основном в подводящих каналах и промежуточных камерах из пород фундамента. Рубидий, по-видимому, в основном заимствовался из боковых пород магматической камеры. В экзоконтакте (8 м) его концентрация монотонно снижается от 280 г/т до уровня ниже пределов обнаружения по мере приближения к массиву. Высокие стронциевые отношения свойственны ксенолитам магнезиальных скарнов (0,712) и брусит-форстеритовым породам (0,713), но вклад карбонатных пород вряд ли был велик, учитывая их небольшой объем во вмещающей толще.

Тесная зависимость состава минералов сульфидных руд от вмещающих оруденение магматических пород (Конников и др., 1990в) и изотопный состав серы сульфидов (Качаровская и др., 1986) указывают на то, что вещество сульфидной минерализации имеет скорее всего магматическое происхождение. Исходя из этих данных, морфологии интерстициальных рудных выделений, наличия спорадических "капель" сульфидов в кристаллах оливина и других породообразующих минералов, можно предположить, что ведущим механизмом образования оруденения было ликвационное отделение сульфидного расплава от магмы во время кристаллизации последней.

На рудолокализацию, по-видимому, большое влияние оказывали явления ассимиляции пикритовидным расплавом терригенных и карбонатных пород, на что указывает приуроченность максимальных концентраций сульфидов к зонам, обогащенным водой и щелочами: нижней плагиоперидотитовой и околосенолитных в верхней части дунитового слоя. В последнее время установлено, что более высокая растворимость серы характерна для водосодержащих, особенно щелочных расплавов (Горбачев, 1989). Так, в системе магнезиальный базальт-сульфид-летучий максимальные содержания серы при II кбар (до 1,5 вес.%) получены Н.С. Горбачевым в щелочных (K_2O+Na_2O до 4,8 вес.%) расплавах, образующихся при взаимодействии с водно-углекислым флюидом.

По-видимому, повышение концентраций щелочей и воды в контаминированных участках магматической камеры вызвало увеличение растворимости серы, приводившие в свою очередь к недосыщенности этих участков серой по сравнению с основным объемом расплава. Вследствие этого должно было начаться перераспределение серы в

эти участки конвективными потоками для выравнивания ее химического потенциала. В процессе снижения температуры и основности, увеличения железистости магмы растворимость серы снижается, а кристаллизация уменьшает объем расплава, при этом сера связывается с железом, медью, никелем и другими металлами, образуя сульфидную фазу.

Как показали детальные исследования северо-восточного участка массива, распределение сульфидной фазы в приподожвенных плагиоперидотитах контролировалось протектонической трещиноватостью. Зоны вкрапленного оруденения, особенно массивные руды, приурочены к остросекущим зонам повышенной проницаемости, зафиксированным в большинстве случаев дайками или силлами габронорит-диабазов. Эти эмпирические закономерности могут иметь двоякую интерпретацию. Рассеянная сульфидная жидкость в плагиоперидотитах могла перераспределяться в трещины. Температура ликвидуса пикритоидной магмы значительно выше ($\sim 1300-1400$ °C), чем сульфидного расплава ($\sim 900-1100$ °C). Поэтому последний будет находиться еще в жидком состоянии, когда плагиоперидотиты в основном раскристаллизуются. Такой кашеобразный агрегат, затвердевший на 50 %, способен реагировать на хрупкие деформации. Образование трещин должно привести к миграции в них жидкой сульфидной фазы. Идентичность типоморфных особенностей и изотопного состава серы сульфидов вкрапленных и массивных руд плагиоперидотитов свидетельствуют в пользу их формирования в сходных термодинамических условиях и из единого сульфидного расплава.

Второй вариант не исключает привноса с внедряющимся в трещины габроноритовым расплавом дополнительного количества серы. Внедрение базитового расплава в подошвенную часть массива по ряду признаков происходило до полного остывания и кристаллизации последнего.

М.А.Нефедьев, Э.Г.Конников, Г.И.Дубовенко
КОМПЛЕКСИРОВАНИЕ МЕТОДОВ ДЕТАЛЬНОЙ ГЕОФИЗИКИ
ДЛЯ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ОРУДЕНЕНИЯ
(Забайкалье)

В настоящей статье рассматриваются возможности комплексного использования детальных геофизических методов при локальном прогнозе и поисках на примере Чайского медно-никелевого месторождения и Джидинского рудного узла (ДРУ). В 1986–1990 гг. геофизические исследования были сосредоточены в основном на этих объектах в связи с необходимостью расширения минерально-сырьевой базы действующего Джидинского ГОКа и возобновлением поисков медно-никелевых руд в Северном Прибайкалье. Так как фонд легкооткрываемых месторождений уже иссяк, то задача эта весьма трудная. Увеличение запасов руд следует ожидать в основном за счет доизучения флангов и глубоких горизонтов известных месторождений, выявления скрытого оруденения, оценки слабоинтенсивных комплексных геофизических аномалий.

Научно обоснованный прогноз может быть успешно решен лишь на базе комплексного изучения рудных полей и месторождений: создания их объемных моделей; анализа рудоконтролирующих факторов, детального изучения структуры и элементов блокоразрывной тектоники, закономерностей размещения оруденения, классификации поисковых критериев с обработкой и интерпретацией данных на качественно новом уровне с применением ЭВМ.

Чайское месторождение приурочено к Чайскому гипербазит-базитовому массиву. В 1988 г. здесь нами проведены высокоточная грави- и магниторазведка по расчетным профилям и микромагнитная съемка (ММС) для более детального изучения структуры, разрывной и трещинной тектоники, прогнозной оценки флангов и глубоких горизонтов месторождения.

Массив (рис.1) представляет собой небольшое (1,8 х 5,5 км.) интрузивное тело овальной формы, залегающее конкордантно со складчатой структурой метаморфизованных раннепротерозойских отложений. По особенностям состава он принадлежит к перидотит-пироксенит-габбро-норитовой формации (Конников, 1986а) и образован в результате двухэтапного поступления магмы в интрузивную камеру. Продуктом реакционного взаимодействия базитовой магмы с ультра-

основными породами явились контактовые пироксениты, с которыми пространственно и генетически связано наиболее богатое сульфидное медно-никелевое оруденение Чайского массива (рудные тела № 2 и 3).

В 60–80-х годах на Чайском месторождении проведен комплекс поисково-разведочных работ (ШГО "Бурятгеология": И.Ф.Баинов, Ю.А.Чешенко, И.Н.Сахаровский, А.Г.Степин, В.С.Харламов, В.Е.Викулов, Ф.П.Леснов, В.П.Мещеров и др.). По их данным, сульфидное оруденение приурочено к тектонической зоне субширотного простирания, проходящей вблизи осевой части массива. Крупномасштабное картирование интрузива, выполненное Э.Г.Конниковым (1986а), показало, что помимо субширотной зоны, в нем широко развиты оперяющие ее северо-восточные разрывы, в которых преимущественно и локализуется оруденение. Кроме того, геолого-геофизическими исследованиями также выявлены разрывные нарушения субмеридиональной и северо-западной ориентировки. Однако несмотря на эти данные, некоторыми исследователями отрицается наличие в массиве разноплановой трещинной тектоники. В случае хорошей обнаженности рудоносных комплексов эта задача была бы успешно решена прямым структурным картированием, но район полузакрытый, и возникает необходимость поиска иных, в частности, геофизических методов решения проблемы.

Для этого на Чайском массиве авторами проведена высокоточная ММС, разработанная в 50-е годы в ГДР (Лаутербах, 1954; Фёдук, 1958) для решения различных задач геокартирования, в том числе и определения преимущественного направления трещиноватости и сланцеватости пород. Данный метод у нас почти забыт, в то время как применение высокоточных квантовых магнитометров позволяет сейчас получить съемку с точностью $\pm 0,5$ –1 нТл и выше, значительно повысить разрешающие возможности метода и глубину исследований, о чем будет сказано ниже.

Для эффективного применения методов геофизики на участке имеются благоприятные физико-геологические условия. Горные породы Чайского рудного поля хорошо дифференцированы по физическим свойствам. Немагнитны породы холоднинской и авкитской свит, слабомагнитны габбро, габбро-диориты, габбронориты, амфиболизированные габбро. Более магнитны дуниты, перидотиты, пироксениты. При этом их намагниченность увеличивается по мере увеличения

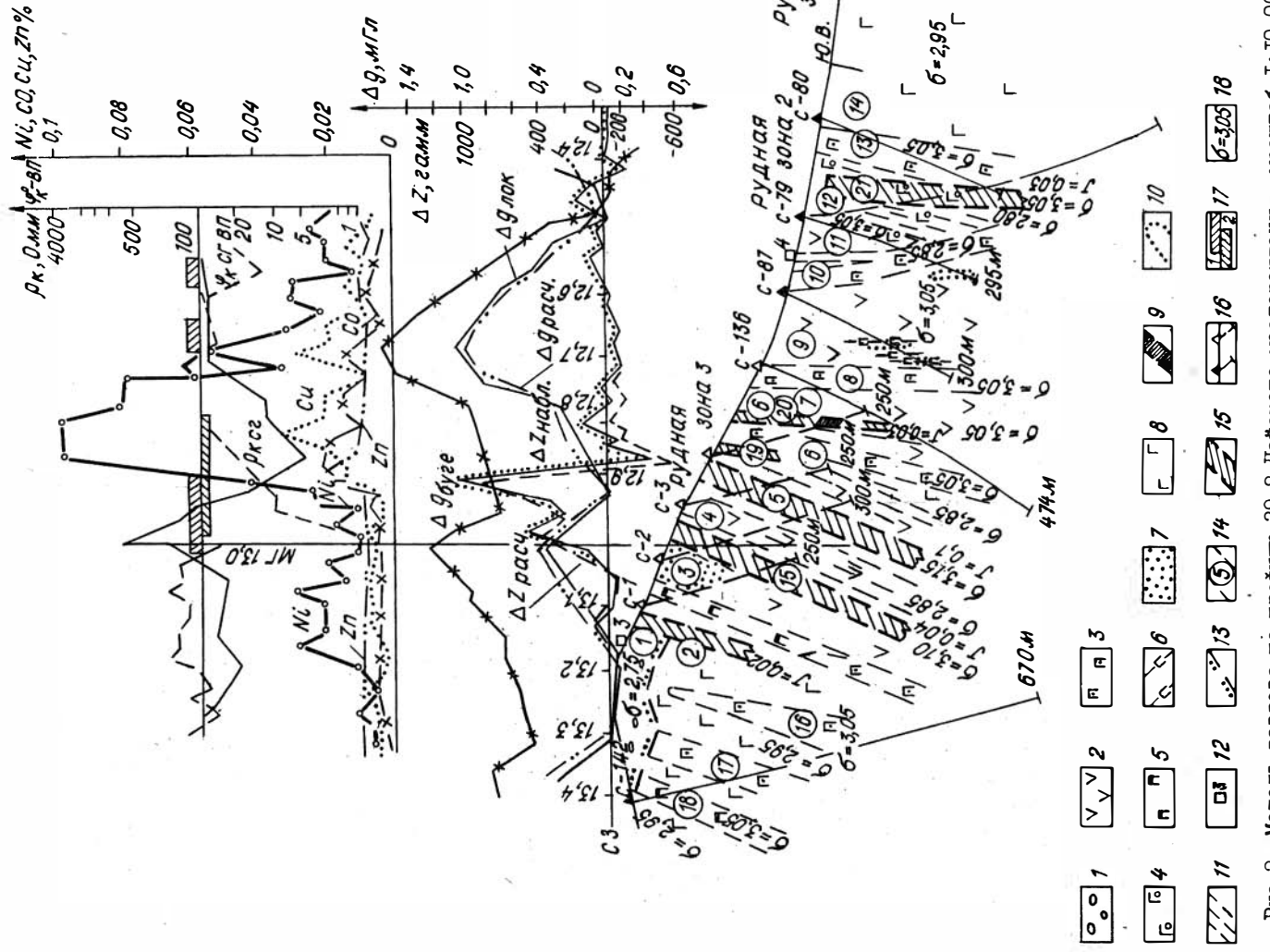


Рис. 2. Модель разреза по профилю 39.8 Чайского месторождения, масштаб 1:10 000:
 1 - конгломераты (V-Фп); 2 - плагиоклазовые дуниты; 3 - плагиоклазовые перидолиты;
 4 - сливнивые габорнориты; 5 - метатрохсениты; 6 - то же - мелкие жили; 7 - зоны
 порфиробластов; 8 - безольвиновые габоро; 9 - густовкрапленные и слитные руды
 (>0,5-0,7 %); 10 - бедные руды (0,5 %); 11 - тектонические нарушения; 12 - площади
 ММС и их номера; 13 - границы несогласного залегания пород; 14 - номера тел с различ-
 ной плотностью; 15 - предполагаемые рудные тела; 16 - скважины; а - пробуренные, б -
 рекомендуемые; 17 - аномалии ρ_K -ВП (I) и зоны проводимости (2); 18 - плотность по-
 род, в г/см³.

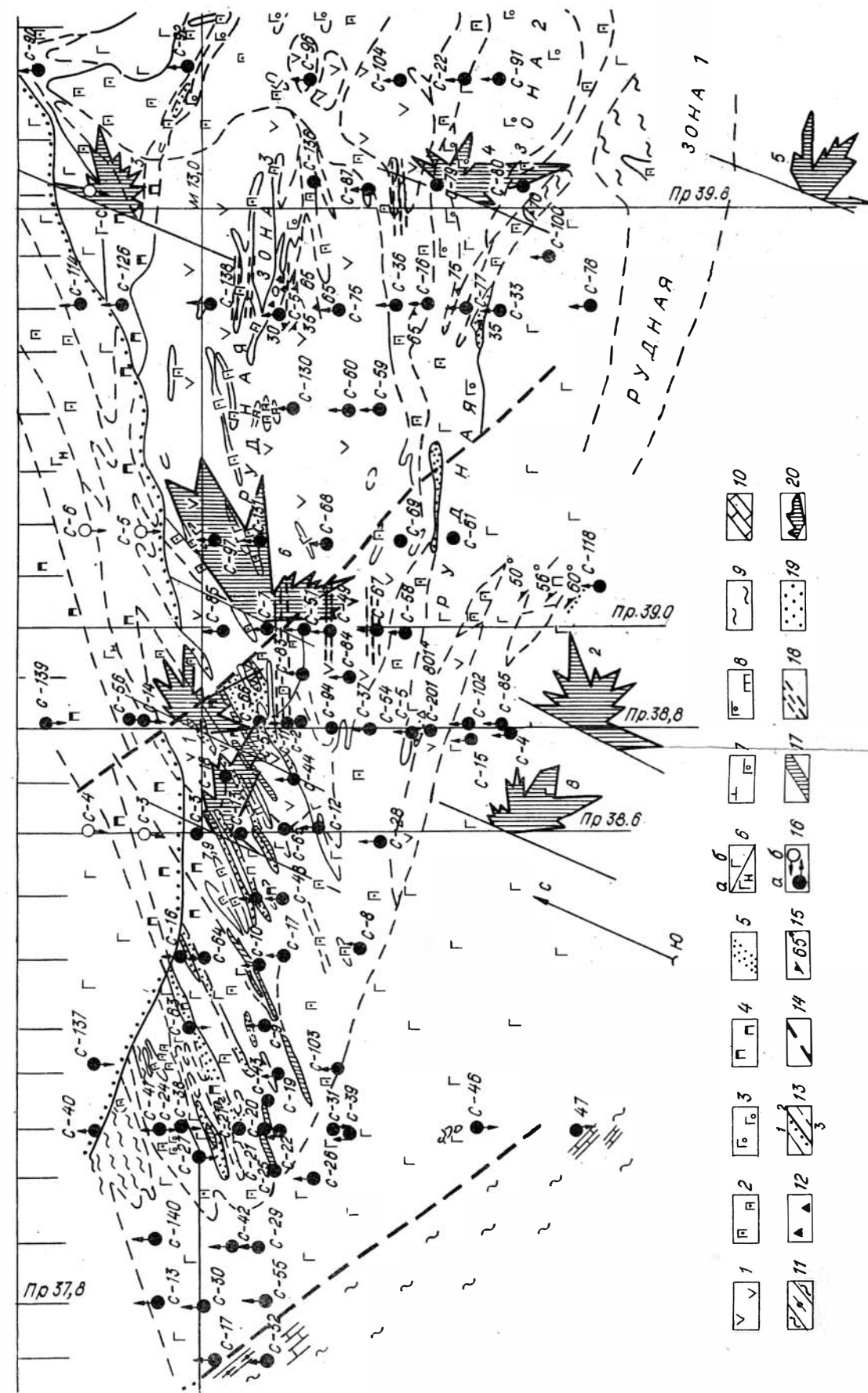


Рис. 1. Геологическая карта Чайского месторождения:
 1 - дуниты; 2 - плагиоклазовые перидолиты; 3 - ольвиновые габоро; 4 - метатрохсениты; 5 - зоны ортопроксена в дунитах и пери-
 долитах; 6 - габорнориты (а), амфиболовые габоро (б); 7-9 - протерозойские породы; 7 - с дайками ольвиновых габоро, 8 - пере-
 славания ольвиновых габоро и перидолитов; 9 - амфиболитовые габоро и серпентиниты; 10 - карбонатные породы; 11 - серпен-
 тинизированные породы; 12 - брекчированные породы; 13 - контакты пород; 1 - нормального залегания, 2 - несогласного залегания,
 3 - предполагаемые; 14 - разрывные нарушения по геологическим данным; 15 - элементы залегания контактов пород; 16 - сква-
 жины; 1 - пробуренные, 2 - рекомендуемые; 17 - слитные и прожилково-вкрапленные медно-никелевые тела; 18 - вкрапленные руды;
 19 - коллекционное орудование; 20 - рознь-диаграммы направлений трещин и их номера.

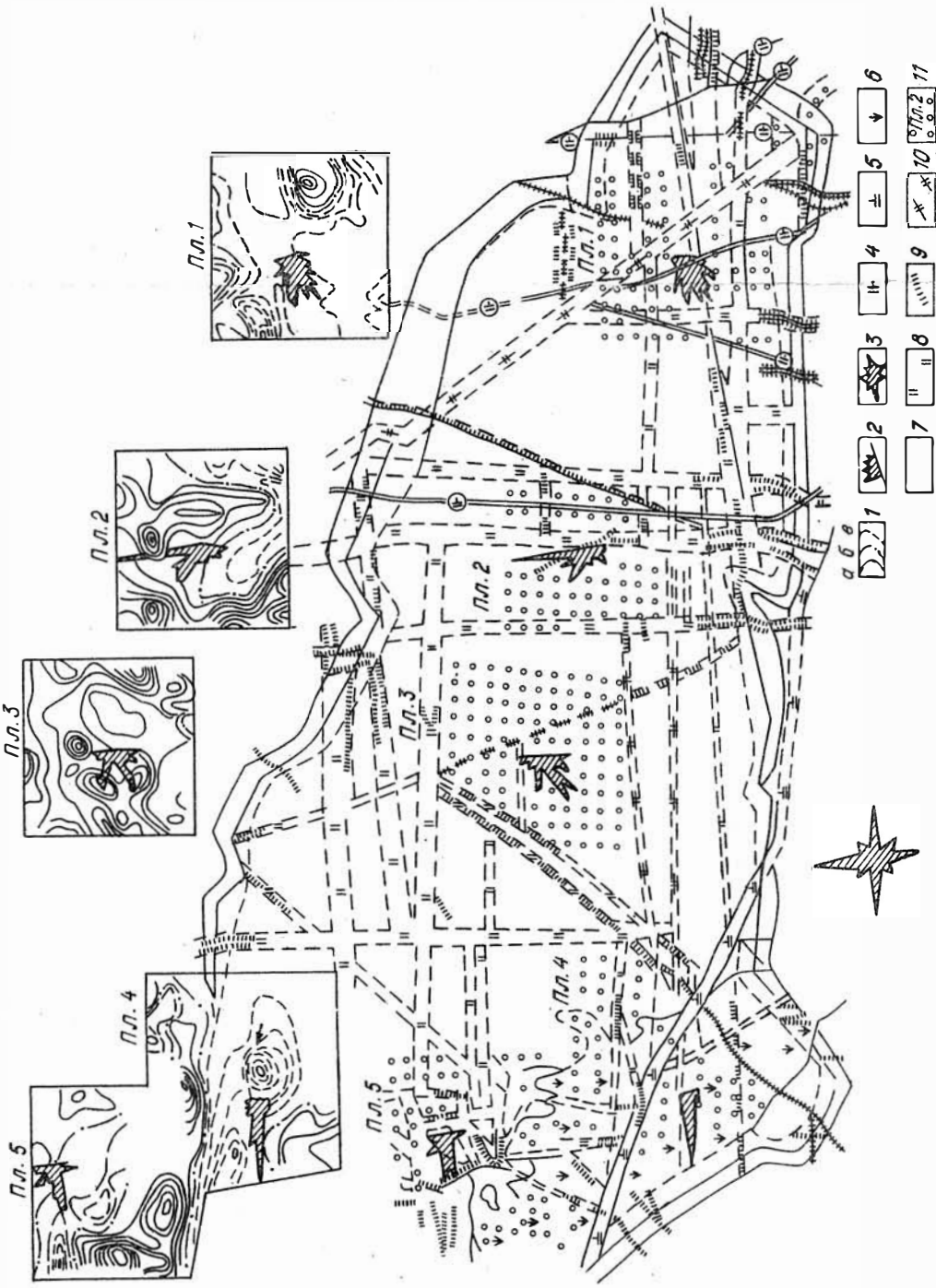


Рис. 3. Результаты исследований разрывной и трещинной тектоники в карьере горизонта 1620 м месторождения Инкур месторождения Инкур:

I - изолинии ΔT : а - положительные, б - нулевая, в - отрицательные; 2 - роза-диаграмма направлений трещиноватости; 3 - обобщенная роза-диаграмма; 4 - кварцевые сиениты; 5 - биогитовые сиениты; 6 - бостониты; 7 - кварцевые диориты; 8 - березиты; 9 - кварц-вольфрамитовые жилы; 10 - жилы дробления; 11 - точки наблюдения и номера площадок ММС.

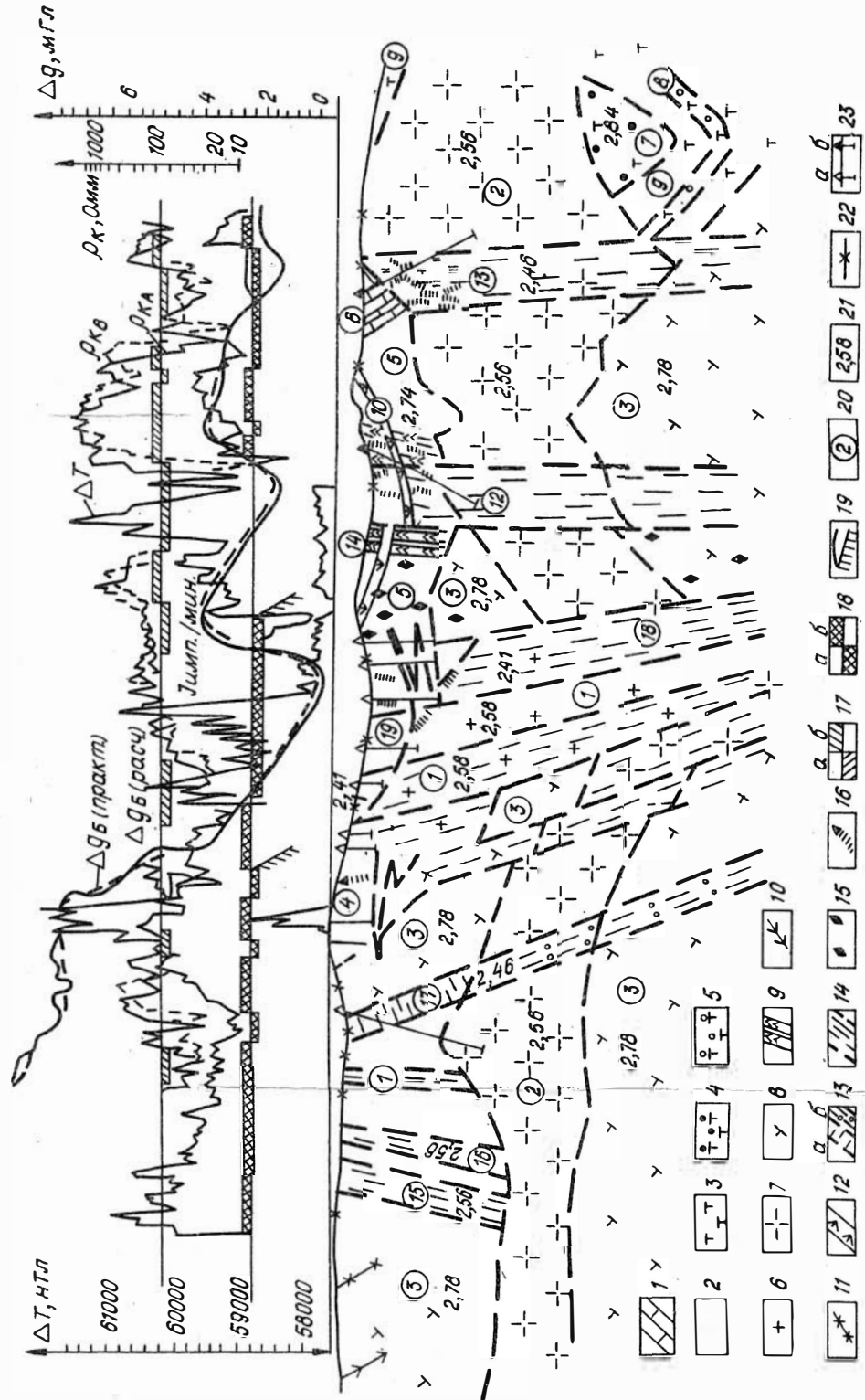


Рис. 4. Модель разреза по профилю I ДГУ, масштаб 1:50 000: I - известняки; 2 - нерасчлененные породы; 3 - туфы среднего состава; 4 - туфопесчаники; 5 - туфоконгломераты; 6 - интрузивные породы: 6 - граниты (М2, 6а), 7 - граниты (Р2, 1-2), 8 - кварцевые диориты, 9 - гипербазиты; 10-12 - дайки (10 - сиенитов, 11 - гранит-порфиров, 12 - бостонитов); 13 - зоны: а - березитизации, б - окварцевания; 14 - разрывные нарушения; 15 - бластомилонитизация; 16 - кварц-молибденовые жилы; 17 - зоны: а - высокоомные, б - высокоомные; 18 - аномалии ΔT : а - отрицательные, б - положительные; 19 - контакты пород по геофизическим данным; 20 - номера тел различной плотности; 21 - плотности пород; 22 - точки расчета теоретической кривой Δg (расч.); 23 - скважины пробуренные (а), рекомендуемые (б).

степени серпентинизации и образования серпентинита и магнетита по оливину и пироксену. Плотностные характеристики пород даны на разрезе (рис.2). На участке широко проявлена разрывная и трещинная тектоника различных направлений. Все тектонические структуры обычно выполнены дайками, жилами, прожилками различного состава, обогащенными магнетитом, серпентинитом, пирротинном.

Под ММС на Чайском массиве было выбрано 9 площадок 50 x 50м. Наблюдения выполнялись по квадратной сети 5 x 5 м. Площадки выбирались в соответствии с первоочередной задачей определения ориентировки трещиноватости в пределах рудоносных структур, поэтому большая часть их располагается вблизи рудных тел № 2 и 3 и на их простираии. Съемка выполнена с квантовым магнитометром М-33. Среднеквадратическая погрешность съемки составила ± 1 нТл.

Анализ микромагнитных полей показывает, что они отличаются по характеру и структуре, форме и размерам аномалий в пределах отдельных площадок. На каждой площадке по направлению изодинам ΔT и роз-диаграмм выделяется 3-4 направления трещиноватости разной интенсивности (см. рис.1). Превалирующая роль того или иного направления меняется в зависимости от местоположения площадки. В пределах площадок 7 и 9, расположенных вблизи рудного тела № 2, наиболее четко проявлена субширотная система трещин (в среднем 94°), что хорошо согласуется с их приуроченностью к зоне главного рудоконтролирующего разлома. Менее характерна здесь северо-восточная (49°) ориентировка трещиноватости. В пределах площадок 3 и 6 преобладают трещины северо-восточного направления, а субширотные зафиксированы менее отчетливо. Это хорошо согласуется с позицией этих участков в пределах выделяемых пироксенитовых зон, фиксирующих нарушения, оперяющих главную рудоносную структуру. На площадке 4 наиболее резко выделялась юго-восточно-северо-западная ($145-325^{\circ}$) система трещиноватости, совпадающая с расположенным вблизи нее разломом того же направления. На западном замыкании массива, в районе рудного тела № 3, отчетливо отмечился субширотный рудоконтролирующий разлом, по наряду с ним хорошо проявлены северо-восточная и северо-западная система нарушений (площадки I и 6).

Почти на всех указанных выше площадках фиксируется трещиноватость субмеридионального простираия (6°), не отмечаемая при геологическом картировании. Эта система наиболее четко выступает

на площадках 2,3,5 и 6. Значение ее в общей структуре Чайского массива еще предстоит выяснить.

В методическом плане также интересны результаты, полученные на площадках 2,5,8, которые расположены в южной части массива, перекрытой чехлом ледниковых и аллювиальных отложений. По данным бурения глубина залегания коренных пород на этом участке составляет более 20 м. Согласно рекомендациям автора ММС Р.Лаутербаха эффективность этого метода сохраняется при мощности рыхлых отложений не более 10 м. Тем не менее, на вышеуказанных площадках нами были получены хорошо дифференцированные микромагнитные аномалии. Здесь, так же как и на других площадках, хорошо выражено субширотное направление трещиноватости. Менее отчетливо фиксируются северо-западное, субмеридиональное и северо-восточное простирания трещин. Эти данные позволяют сделать заключение, что при существующей точности и чувствительности приборов глубинность ММС может быть увеличена более чем в два раза.

В заключение нами была выполнена комплексная качественная и количественная переинтерпретация всех имеющихся данных по рудному полю (наших и предшественников) для уточнения его структуры и прогнозной оценки перспектив. Составлены геофизическая основа рудного поля (графики и планы изолиний Δg , ΔT , КС, литогеохимических ореолов, структурно-геофизическая схема), физико-геологическая модель разреза по пр.39.8 по грави- и магнитному полям.

Наша модель разреза существенно отличается от модели предшественников (см. рис.2). Разрез смоделирован сначала по магнитному полю, а затем уточнен по гравитационному. В нем выделено шесть предполагаемых рудных тел (из них четыре в рудной зоне 3 и одно в рудной зоне 1) крутого северо-западного падения мощностью 12-30 м. Все они отмечаются аномалиями ΔT интенсивностью до 12 000 нТл и приурочены к гравитационным минимумам (зоны 2 и 3). Рудные зоны 2 и 3 выделяются также мощными зонами проводимости, аномалиями η_k - ВП, $I_{ЭП}$ и ореолами никеля, кобальта, меди и цинка. Наличие аномалий ΔT обусловлено развитием серпентина и магнетита по оливину и пироксену на контакте рудных тел, наличие зон проводимости и минимума Δg - зонами разуплотнения за счет зон дробления и обводненности, вмещающих рудные зоны.

В зависимости от структуры рудного поля, положения рудных тел и зон, их обратного падения нами дана и другая оценка его

перспектив. По предшественникам наиболее перспективной на поиски богатых руд является рудная зона I, расположенная в южной габбро-норитовой части массива, на границе с породами вмещающей толщи. По их данным, рудная зона I падает на северо-запад, рудная зона 3 - на юго-восток, ей навстречу. Обе зоны на глубине 1,5 км соединяются.

По нашим данным, наиболее перспективна на поиски промышленных руд рудная зона 3. Она падает на северо-запад и не может соединиться на глубине с зоной I. Над зоной 3 выделены наиболее крупные и интенсивные геофизические и литогеохимические ореолы. В ее пределах выделено 4 предполагаемых рудных тела, два из которых самые мощные в разрезе. Наиболее перспективна зона в интервале профилей 39,0-40,2. Вертикальный диапазон оруденения оценивается не менее 500 м. Особое внимание следует уделить северо-восточным зонам разрыва, которые изучены пока еще очень слабо.

Джидинский рудный узел - один из наиболее перспективных рудных объектов Западного Забайкалья. Он объединяет группу пространственно близких месторождений и проявлений, расположенных на контакте осадочно-эффузивных пород хохортовской свиты (С, hh) с Модонкульским массивом кварцевых диоритов Джидинского интрузивного комплекса (PZ₂).

В контакте массива с хохортовской свитой отмечаются Первомайский и Горкинский интрузивы гранитов мезозойского гуджирского комплекса. В апикальной части Первомайского интрузива расположено Первомайское штокверковое молибденовое месторождение, представленное сетью кварц-полевшпатовых молибденовых прожилков, жил и зон субширотного, субмеридионального и северо-западного простирания (Ходанович и др., 1984).

Инкурское редкометалльно-вольфрамовое штокверковое месторождение расположено в экзоконтактной зоне Первомайского массива, в кварцевых диоритах и в метаморфизованных вулканитах. Вольфрамовое оруденение распределено неравномерно, образуя обогащенные полосы субширотного, субмеридионального, северо-западного и северо-восточного простирания.

Халтосонское месторождение расположено к западу от Инкурского штокверка, в породах Модонкульского массива. Оно представлено серией гюбнерит-сульфидно-кварцевых жил субширотного простирания.

тирания. Жилы, как и на Инкурском месторождении, сложены кварцем с вкрапленностью и гнездами гюбнерита, пирита, сфалерита, га-ленита, блеклых руд, висмута, флюорита, мусковита, полевого шпата и карбонатов (Ходанович, 1984).

Структура месторождений сложная. Ведущая роль в формировании тектонической структуры узла, размещении и локализации оруденения принадлежит разрывной тектонике. Главные разрывные структуры были заложены в палеозое (Горбачев, 1981). В мезозойский этап они были унаследованы дайками бостонитов, сиенито-диоритов, сиенит-порфиров, кварцевых сиенитов, которые фиксируют последовательность формирования структуры месторождений.

Важнейшую роль в размещении оруденения сыграли разрывные деформации предрудной стадии. Наиболее крупные разрывы этой стадии - Главный разлом субширотного-северо-западного направления. Он фиксируется зоной березитизации и зоной проводимости мощностью до 60 м. Меньшие по размеру разломы северо-восточного простирания фиксируются зонами березитизации и электропроводимости мощностью 10-30 м. Они делят рудный узел на ряд клиновидных блоков, которые разбиты внутриблоковыми разломами. Выделяются разрывы, оперяющие главный разлом. Более мелкие разрывы оперяют внутриблоковые разломы.

В пределах ДРУ выделено шесть типов рудоносных жил и зон (Ходанович, 1984): жилы Главного рудоконтролирующего разлома, приуроченные к Главному разлому, жилы диагональных и внутриблоковых разрывов, жильно-прожилковые зоны, оперяющие внутриблоковые разломы, линейные штокверковые зоны.

Устанавливается горизонтальная и объемная зональность рудных полей, вертикальная зональность месторождений и рудных тел и структурная зональность жильных систем. Наиболее существенна около- и надинтрузивная зональность, минимальная в апикальной части интрузивов (100-300 м) и максимальная в удаленной экзоконтактовой части гранитов (800-900 м). Закономерности проявления объемной и структурной вертикальной зональности служат основой для прогнозирования оруденения на флангах и глубоких (до 1000 м и более) горизонтах рудных полей и позволяют ожидать появления на глубине нового яруса оруденения (Онтоев, 1984). Группа П.Ю.Ходановича (1984) выявила новые элементы структурной зональности, являющиеся основой для оценки перспектив оруденения на глубину,

на флангах и верхних, отработанных, горизонтах месторождений и позволяющие поставить вопрос о расширении границ Инкурского штокверка, о возможности развития промышленного оруденения в зонах, оперяющих Главный разлом с юга, в штокверковых зонах и в кровле Модонкульского массива.

Отсюда ясно, что перед нами стояла конкретная задача — оценить возможности детальной геофизики для локального прогноза и выбрать наиболее рациональный комплекс методов. В 60–80-е годы ПГО "Бурятгеология" на ДРУ проведены общие поиски гравиметрией, наземной и аэромагнитной съемками. Детальные высокоточные исследования, за исключением участка Гуджирского, здесь не проводили и они выполнены нами впервые: ММС на двух карьерах, на восьми площадках, гравиметрия и электроразведка.

Карьер горизонта I620 м размером 150 x 350 м полностью сложен магнитными кварцевыми диоритами, рассеченными зонами дробления, дайками и жилами различных направлений, в основном вмещающими рудные зоны, жилы и прожилки (рис.3).

Характер магнитного поля карьера изменяется от площадки к площадке: интенсивность, характер и уровень поля местами резко меняются от отрицательного до положительного, от простого до сложного. На одной площадке выделяется до семи локальных магнитных аномалий от изометричных до линейно вытянутых и неправильной формы. При этом простирание аномалий также резко меняется.

Таким образом, в структуре и характере магнитного поля, как в зеркале, отражается сложная структура месторождения, его геотектонические особенности, пространственное положение дайковых комплексов, рудоносных жил и зон березитизации. Отрицательные и спокойные поля пространственно совмещаются с зонами березитизации, вмещающими основную массу рудных жил, зонами дробления и метасоматически измененных пород. Положительные магнитные аномалии совпадают с более магнитными кварцевыми диоритами, бостонитами, биотитовыми сиенитами и их дайками.

Закономерности распределения разрывных структур в плане, общий объем (вес) зон, даек того или иного направления наиболее ярко выражается на розах-диаграммах направлений трещиноватости. Их анализ показывает, что на каждой розе-диаграмме выделяется минимум четыре взаимно перпендикулярных направления трещин. Два из них ярко выражены почти на всех площадках: субмеридиональное

и, особенно, субширотное. Это, очевидно, не случайно, так как в этих же направлениях ориентированы и наиболее мощные на карьере зоны березитизации, вмещающие большую часть рудных жил и прожилков. Выше также было отмечено, что Главный рудоконтролирующий разлом, вмещающий самую мощную зону березитизации, также субширотного простирания.

Северо-восточное и северо-западное направления выражены ярко. По простиранию они совпадают с направлением маломощных вольфраморудных прожилков и жил внутриблоковых разломов, выполняющих кулисообразные трещины, поэтому, очевидно, и слабее выражены на розах-диаграммах.

В заключение составлена обобщенная среднестатистическая по всем площадкам карьера роза-диаграмма. На ней наглядно видны все четыре направления трещин: главные из них для данного карьера — субширотное 81° и субмеридиональное 356° примерно одинаковых размеров; северо-восточное 45° и северо-западное 310° примерно равны по величине, но значительно уступают двум первым. Это говорит о том, что рудные жилы этих двух направлений имеют меньшее распространение или уступают двум первым по объему. Эти данные ММС полностью подтверждаются детальным геокартированием карьеров в м-бе 1:500 (см. рис.3).

По данным гравиметрии создана модель разреза по профилю I до глубины 3 км. В поле силы тяжести рудный узел выделяется крупным гравитационным минимумом изометричной формы интенсивностью около 10 мГл (рис.4). Его наличие обусловлено куполовидными интрузиями гранитов, расположенными в центральной части рудного узла.

Структура разреза сложная, что подтверждается и очень сложным характером графиков всех геофизических методов. Разрез в основном сложен кварцевыми дисоритами, разорванными на глубине почти горизонтально лежащей интрузией палеозойских гранитов, мощность которых постепенно увеличивается в юго-восточном направлении от 500 до 2200 м.

В районе Первомайского месторождения вся толща разреза прорывается интрузией гранитов гуджирского комплекса, с которой связано редкометалльное оруденение. Форма интрузии грибообразная, расширяющаяся снизу вверх от 500 до 1500 м. Падение ее крутое (80°) на юго-восток. Оба контакта интрузива с вмещающими по-

родами тектонические. Мощность разломов, его ограничивающих, 250–450 м. В северо-западной части интрузив выходит под наносы. По гравиметрическим данным он выделяется глубоким локальным минимумом шириной 1000–1850 м асимметричной формы, осложненным в северо-западной части тремя гравитационными ступенями, отражающими сложный характер контакта интрузии с вмещающими породами.

Над интрузивом наблюдается отрицательное магнитное поле, так как граниты слабомагнитны. По электроразведке над выходом интрузии на поверхность выделяется зона проводимости мощностью 500 м, совпадающая с зоной разлома. По данным полониеметрии над интрузией отмечается интенсивная (десятки имп/мин) аномалия, что свидетельствует о хорошей проницаемости пород кровли массива гранитов над месторождением, обусловленной разрывными нарушениями и трещиноватостью пород кровли.

Кюго-восточнее от Первомайского месторождения выделено еще два гравитационных минимума меньших размеров, расположенных примерно через равные интервалы. Обусловлены они куполовидными интрузивами палеозойских (PZ_2 , ZZ_2) гранитов и зонами разломов мощностью около 400 м. Оба минимума совмещаются с зонами проводимости мощностью 400 м и отрицательными аномалиями магнитного поля. По аналогии с вышеописанной комплексной аномалией над Первомайским месторождением не исключено и здесь наличие рудоносных гранитов. На наш взгляд, аномалии требуют проверки бурением.

Проведенные исследования позволяют сделать следующие выводы:

1. Показана высокая эффективность комплекса детальных геолого-геофизических методов при локальном прогнозировании и поисках новых рудных объектов на флангах и глубоких горизонтах известных месторождений Джиды и Северобайкаля. Опыт этих исследований по методу аналогии может быть успешно использован на других аналогичных рудных полях Забайкалья.

2. Необходимым и минимальным комплексом методов геофизики для прогнозирования и поисков руд Чайского и Джидинского типов является грави- и магнитометрия, электроразведка ЦЭП или КЭП, ВП-СТ и литогеохимия с комплексной интерпретацией данных и моделированием рудных полей с помощью ЭВМ. В зависимости от структурно-геологических условий в этот комплекс могут быть дополнительно включены глубинные методы – ВЭЗ-ВП или мелкомасштабный

заряд и метод переходных процессов (МПП), а для более детального изучения разрывной и трещинной тектоники – микромагнитная съемка и круговое профилирование.

3. Наиболее эффективным "структурным" методом геофизики являются ДЭП и гравиметрия. По данным последней возможно моделирование рудных полей и более объективное изучение их глубинного строения.

4. Микромагнитная съемка наиболее эффективно картирует трещинную тектонику, даже при наличии чехла ~~рыхлых~~ отложений мощностью более 20 м. Она подтвердила наличие в Чайском массиве и на ДРУ сложной системы тектонических нарушений, в том числе таких, которые не отмечались при геологических наблюдениях.

5. По геофизическим данным выполнена прогнозная оценка перспектив, уточнены параметры и положение рудных зон и тел в разрезе Чайского рудного поля и рудоносных гранитов в ДРУ на основе создания моделей разрезов и комплексной интерпретации данных.

6. Даны рекомендации по направлению дальнейших поисков в Чайском рудном поле. Рекомендованы поисковые скважины. Материалы исследований переданы в ШГО "Бурятгеология" для реализации.

П.Ю.Ходанович, О.К.Смирнова, А.М.Гришин

ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ВОЛЬФРАМОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
КАК ОСНОВА ДЕТАЛЬНОГО ПРОГНОЗИРОВАНИЯ
ПРОМЫШЛЕННОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Накопленные знания по проблеме генезиса рудных месторождений, имеющей в своей основе комплексный характер, способствовали развитию моделирования рудных месторождений, позволяющего наиболее полно и всесторонне суммировать наши представления о процессах рудообразования. Особенно интенсивно это происходило в последнее десятилетие в СССР, США и Канаде в связи с задачами повышения качества и достоверности прогнозов, поисков, оценки и разведки месторождений, совершенствования их теоретической, методической и информационно-технологической базы (Mineral Deposit

Models, 1986; Canadian mineral..., 1984; Генетические модели..., 1983; Рудообразование..., 1988; Прогрест..., 1986; Кривцов, 1989). Моделирование месторождений и рудных полей на ЭВМ используется в учебном процессе в Сиракузском, Южно-Иллинойском (SIU), Московском университетах, университете г.Рединг (Великобритания), в Новочеркасском политехническом институте и других вузах (Merriam..., 1976; Шатагин, Щеглов, 1989). В настоящее время моделирование месторождений рассматривается как часть современной методологии в организации и развитии геологических знаний.

Обсуждению исследований в области моделирования было посвящено специальное заседание рабочей группы Лисберг (Прогрест..., 1986) в штате Виргиния, три всесоюзных совещания в 1980, 1985, 1990 годах в Новосибирске. Материалы этих совещаний свидетельствуют о наличии существенных расхождений в базовых представлениях о задачах моделирования, принципах и методах конструирования моделей месторождений, их содержании и назначении. В частности, обозначаются тенденции к подмене моделей объектов умозрительными гипотезами об их возникновении и закономерностями размещения месторождений. Тем не менее, указанные совещания позволили систематизировать результаты и наметить приоритетные направления дальнейших работ в области моделирования рудных месторождений с учетом актуальных задач геолого-разведочных работ.

Имеющийся опыт моделирования рудных месторождений позволяет выделить ряд групп и типов моделей, не менее семи (Кривцов, 1989). Геолого-генетические модели месторождений по существу являются моделями рудообразующих процессов, используются для развития теории рудообразования, общих металлогенических построений, усовершенствования существующих и разработки новых прогнозных, поисковых, оценочных и разведочных признаков и критериев. Описательные модели, имеющие признаковое содержание, используются в классификационных и прогнозно-поисковых целях. Количественные модели, основанные на статистических данных по запасам и содержаниям, предназначены для оценок прогнозных ресурсов по аналогии. Морфологические, концентрационные и многофакторные геолого-промышленные модели месторождений и рудных тел служат для оптимизации оценочных и разведочных сетей. Геолого-технологические модели используются для геометризации сортов и типов руд, подсчета их запасов, выбора систем отработки, перспективного и оперативного планирования эксплуатационных работ.

Сложность процессов рудообразования, их многофакторный и многоуровневый характер, длительное эволюционное развитие, обусловили необходимость введения понятия рудообразующих систем. Модели таких систем в общем случае учитывают источники рудного вещества и транспортирующих агентов, их природу и состояние на разных стадиях процесса, формы переноса вещества, условия его концентрирования (Кривцов, 1989).

Обобщение опыта изучения вольфрамowych месторождений, реконструкций условий рудоотложения свидетельствует о том, что промышленные скопления вольфрамowych руд связаны, в основном, с гидротермальными рудообразующими системами (Вольфрамowe месторождения..., 1980; Редкометальное оруденение..., 1988 и др.). Среди них можно выделить, используя разработанную терминологию (Кривцов, 1989), плутоногенно-гидротермальные и регенерационно-гидротермальные рудообразующие системы.

Плутоногенно-гидротермальные рудообразующие системы реализуются при формировании жильно-штокерковых грейзеновых околоинтрузивных олово-вольфрамowych и молибден-вольфрамowych месторождений. Модели таких систем разработаны достаточно подробно (Щерба, 1968; Лаумулин, 1977; Зарайский, Балашов, 1987 и др.). Рудоокализация здесь происходит в интрузив-надинтрузивных зонах ограниченного вертикального размаха. Рудоносные порфировые интрузии создают энергетическое обеспечение системы, поставляют значительную часть транспортирующих флюидов и рудного вещества, с их становлением и развитием связывается формирование полей напряжений и деформаций, обуславливающих образование рудовмещающей трещинной структуры. Подобные системы сжаты по вертикали, области рудонакопления - барьеры различной природы - максимально приближены к расплавленным зонам рудоносного интрузива и мигрируют вслед за опусканием фронта его кристаллизации. Тепловое поле интрузива может вызывать конвективную циркуляцию вод в околоинтрузивных породах, обеспечивая то или иное участие в рудообразовании метеорных вод и рудных компонентов вмещающих пород, а также многоступенчатое (ритмичное) концентрирование руд.

Регенерационно-гидротермальные рудообразующие системы формируют сульфидно-вольфрамowe скарновые и березитовые месторождения, характеризующиеся значительными по масштабам скоплениями рудного вещества, широким развитием в рудах сульфидов и сложных

сульфосолей. Их обилие и разнообразие обуславливает комплексный полиэлементный состав руд. Кроме вольфрама, важными компонентами таких руд являются свинец, висмут, медь, серебро, теллур. Иногда образуется непрерывный ряд месторождений от сульфидно-вольфрамитовых до сульфидно-полиметаллических вольфрамосодержащих (Ходанович, Смирнова, 1991). Несмотря на то, что месторождения иногда тяготеют к куполообразным, гребневидным выступам кровли не вскрытых гранитных массивов, их рудовмещающие структуры имеют тектоническую природу, что обуславливает большой вертикальный размах распространения руд (800-1000 м), сложность внутреннего строения месторождений и распределения в них промышленного оруденения. По данным Ф.Р.Апельцина (Вольфрамовые месторождения..., 1980), эти месторождения приурочены к "единым линейным тектоническим структурам длительного развития, представляющим собой линеаменты высокого ранга в структурах земной коры" (с.66). Наиболее продуктивен поздний период развития этих линеаментов, который протекает в типичном режиме активизированных структур. Для этих зон в региональных геофизических полях фиксируется сокращенная мощность земной коры, в том числе ее осадочно-метаморфического слоя, благодаря приподнятому положению базальтового или "метаморфически-диоритового" слоя.

Рудные поля рассматриваемых месторождений часто примыкают к послегороженным поясам континентальных вулканитов, хотя обычно месторождения находятся в стороне от них, в пределах блоков более древних пород.

Для магматических пород рудных районов сульфидно-вольфрамовых месторождений характерна известная неопределенность отношения их к оруденению. Оруденение не обнаруживает сколько-нибудь отчетливой возрастной и пространственной связи с гранитоидными комплексами. Наиболее поздние из них отделяются от промышленного оруденения самостоятельными дайковыми комплексами весьма пестрого состава от диабазов, диоритов, сиенито-диоритов до лампрофиров, сиенитов, граносиенитов, гранит-порфиров. Они слагают небольшие штоки, лакколиты, секущие дайки, распространены вне связи с гранитоидными интрузивами, подчиняются региональной сети трещиноватости, образуя иногда протяженные пояса. В пределах месторождений эти дайки наблюдаются повсеместно. Иногда отмечается, что наиболее поздние их поколения занимают межрудное или

последнее положение (Вольфрамовые месторождения..., 1980). В большинстве случаев дайки являются дорудными.

Характерной чертой рассматриваемых рудных полей является интенсивная, часто многостадийная предрудная метасоматическая переработка пород в значительных по ширине, протяженности и глубине ореолах, что служит свидетельством длительности фильтрации большого объема нагретых растворов. На жильно-штоковерковых березитовых сульфидно-вольфрамовых месторождениях из комплекса разновозрастных метасоматических изменений пород можно выделить субрегиональную объемную дорудную пропилитизацию, которая охватывает в том числе и дайки дорудного комплекса, и более локальную околотрещинную предрудную березитизацию (Ходанович, Смирнова, 1991).

На скарновых сульфидно-вольфрамовых месторождениях постмагматические метасоматические изменения пород более разнообразны, имеют многостадийный характер (Метасоматические процессы..., 1990). Выделяются стадии ранних и поздних скарнов, когда формируются парагенезисы собственно скарнов и околоскарновых пород. Ореолы последних часто значительно превосходят по размерам тела самих скарнов. За ними последовательно образуются парагенезисы апоскарновой и ряда постскарновых стадий. Промышленное оруденение развивается в несколько стадий. Сопутствующая, по В.А.Жарикову, магнетитовая и шеелитовая минерализация приурочена к апоскарновой стадии. Позднее формируется постскарновое гидросиликатное магнетитовое, шеелитовое и молибденитовое оруденение. Завершается процесс образованием полиметаллического оруденения. Распределение метасоматитов, как и руд, прямо не связано с контактами интрузивных тел, их размерами, а подчиняется разрывным нарушениям и литологическим разностям пород.

Минералого-геохимическая близость сульфидно-вольфрамовых руд и продуктов названных выше метасоматических изменений пород, их тесная возрастная и пространственная связь, одинаковая последовательность формирования, отмечающаяся на большом количестве исследованных объектов, свидетельствует об их сопряженном формировании на фоне становления единой эндогенной динамической флюидной системы. Такие сопряженные рудно-метасоматические системы возникают на заключительной регрессивной стадии магматической и тектонической активности орогенных и активизированных областей и

являются основным элементом регенерационно-гидротермальных рудообразующих систем (Метасоматические процессы..., 1990; Ходанович, Смирнова, 1991). Их развитие имеет регрессивную направленность. Это обуславливает самопроизвольный характер минералообразования, соответствующий естественной эволюции гидродинамической системы, приспособляющейся к условиям среды при падении температуры и давления.

Последовательность минеральных парагенезисов метасоматитов и руд сопряженных рудно-метасоматических систем в целом соответствует универсальному режиму кислотности-щелочности постмагматических процессов Д.С.Коржинского. Изменение кислотно-щелочного режима явилось одним из генеральных факторов рудообразования. Об эволюционном характере минералообразования в таких системах свидетельствуют и минерало-геохимические данные Г.Ф.Ивановой (1990). Так, для Джидинских вольфрамовых месторождений установлено, что коэффициенты распределения железа и марганца между сосуществующими сфалеритами и гюбнеритами разных ассоциаций равны между собой и совпадают с равновесной величиной, определенной экспериментальным путем. Кроме того, одинаковый состав изотопов стронция во флюоритах, шеелитах и карбонатах и свинца в галенитах и сфалеритах, а также однотипный характер распределения РЗЭ во флюоритах из разных структурных зон этих месторождений указывает на формирование минерализации за счет действия единого гомогенного хорошо перемешанного источника (Иванова, 1990), каким являются рассматриваемые рудообразующие системы.

Эволюционное развитие рудно-метасоматических систем усложняется внутриминерализационной тектоникой, которая в стадии формирования промышленного оруденения обуславливает разномасштабную ритмичность основных параметров минералообразования, включая периодическое ошелачивание растворов. Это выражается в микронеоднородности минеральных зерен, многократных взаимных пересечениях рудных прожилков различного состава, развитии в промышленных рудах неравномернозернистых, ритмично-полосчатых и брекчиевых текстур с широким проявлением процессов замещения, растворения, перекристаллизации при закономерно повторяющихся наборах минеральных парагенезисов, формирующихся в одинаковой последовательности и характерных для конкретных типов месторождений. В сульфидно-гюбнеритовых месторождениях импульсы повышения щелочности

среды рудообразования обуславливали периодическое отложение шеелита. Его повышенные содержания в жильных и штокверковых рудах связаны со структурными условиями их локализации: с интенсивностью, масштабами и продолжительностью внутрирудной тектонической жизни рудовмещающих разрывов и степенью их структурной открытости. Для этих месторождений характерна также симметасоматическая вкрапленность шеелита в березитизированных породах, формирование которой обусловлено осаждением шеелита на фронте выщелачивания кислых растворов при их взаимодействии с боковыми породами (Смирнова, 1986, 1987; Ходанович, Смирнова, 1987, 1991; Ходанович и др., 1989; Khodanovich, Smirnova, 1990).

Для сопряженных рудно-метасоматических систем характерна унаследованность структурных условий минералообразования последовательных стадий с направленным уменьшением экстенсивности их проявления, при котором пространственное распределение продуктов последовательных стадий контролируется все более локальными элементами структуры (Метасоматические процессы..., 1990; Ходанович, 1987; Ходанович, Смирнова, 1991).

В сопряженных рудно-метасоматических системах наиболее полно проявлен принцип "геохимической экономии вещества", то есть стремления системы выработать такой тип перераспределения вещества, при котором миграция его была бы минимальной, а метасоматиты формировались бы за счет ближайших вещественных ресурсов. Он находит выражение в сопряженности процессов мобилизации и отложения компонентов, унаследовании метасоматитами и рудами геохимии вмещающих пород и пород подстилающего субстрата. При этом те и другие становятся первоисточником значительной части компонентов метасоматитов и руд. В ряду последовательно образующихся минеральных парагенезисов метасоматитов отмечается унаследованность их геохимических характеристик с усилением от ранних к поздним агрегации структуры геохимических ассоциаций, их специализации с упрочением связей между элементами, концентрируемыми в рудах (Смирнова, Гришин, 1989; Ходанович, Смирнова, 1991).

Активная роль вмещающих пород в рудообразовании обуславливает в определенной степени геохимическую и рудную специализацию месторождений. Последняя выражается в изменении масштабов распространения в рудах набора стереотипных парагенезисов и количественных соотношений минералов в них. Так, масштабы выщелачива-

ния железа при околосокарновом изменении значительных объемов пород, наблюдаемые на скарновых месторождениях, вполне компенсируют его последующую сопряженную концентрацию в рудных телах. Наличие обогащенных полиметаллами горизонтов в среднепалеозойской карбонатной толще Кармазара и отложений в его докембрийском фундаменте объясняет сквозную полиметаллическую специализацию района. Вольфрамовая же специализация месторождений здесь связана с наличием в их разрезе пород с повышенным содержанием вольфрама, в частности, гранитоидов повышенной щелочности, иногда содержащих шпировые вольфрамоносные пегматиты (Метасоматические процессы..., 1990; Ходанович, Смирнова, 1991).

Для формирования крупных месторождений и рудных провинций при реализации сопряженных рудно-метасоматических систем важное значение имеют рудоподготовительные протогенетические процессы (Тугаринов, 1963; Смыслов и др., 1978; Наумов и др., 1983). Независимо от того, предшествуют рудообразованию непосредственно или происходят задолго до него, они приводят как к возрастанию валовых запасов рудных компонентов во вмещающих толщах, так и к накоплению потенциально мобильных их форм. Этим процессам обязана сквозная литолого-геохимическая и металлогеническая специализация рудных районов и провинций.

Решение вопроса источников энергии рудно-метасоматических систем и транспортирующих агентов пока еще остается в рамках концептуальных построений. Имеющиеся немногочисленные изотопные определения часто свидетельствуют, что источником растворов могут быть погребенные и вадозные воды подземной гидросферы, хотя исключить полностью участие в минералообразовании, особенно на ранних его стадиях, трансмагматических и ювенильных магматогенных флюидов не представляется возможным. Главным условием возникновения сопряженных рудно-метасоматических систем является наличие достаточно мощного энергоисточника. Охарактеризованные выше геологические соотношения свидетельствуют, что таким источником не могут быть конкретные магматические тела. Рассматриваемые системы сопряжены с магматизмом заключительных стадий развития орогенных и активизированных областей в целом. Они образуются на отступающем общем тепловом фронте в благоприятных структурно-литологических условиях. Энергетические источники орогенного развития и тектономагматической активизации территорий яв-

ляются "стартовым механизмом" рудно-метасоматических систем, инициирующим или провоцирующим гидротермальное минералообразование.

Установленные структурно-морфологические и вещественные закономерности развития сопряженных рудно-метасоматических систем являются теоретическим базисом, на котором разработан комплекс структурно-морфологических, минералогических и геохимических критериев и признаков детального прогноза вольфрамовых руд (Метасоматические процессы..., 1990; Ходанович, Смирнова, 1987, 1991).

Целью детальных прогнозных исследований, которые обычно проводятся на эксплуатируемых и подготавливаемых к эксплуатации месторождениях, является обеспечение эффективного решения следующих задач: 1) оценка разведанности рудных тел и прирост запасов промышленных руд на флангах, глубоких горизонтах и в междурудных пространствах месторождений; 2) переоценка списанных, потерянных и не вошедших в эксплуатацию запасов отработанных участков месторождений для выявления возможностей их повторной отработки; 3) выявление новых типов руд, пригодных для промышленного использования; 4) прогнозирование изменения геологической ситуации перед фронтом добычных работ и обеспечение возможностей управления запасами.

Решение этих задач особенно актуально в связи с проблемой повышения отдачи месторождений, поскольку для укрепления сырьевой базы металлургической промышленности в настоящее время важно не столько обнаружение новых месторождений, сколько повышение отдачи уже эксплуатируемых или намеченных к отработке. Это в целом соответствует взятому экономикой страны курсу на интенсивное развитие при максимальном использовании внутренних резервов.

Решение этих задач всегда требует сгущения разведочной сети, что сопряжено с увеличением объемов дорогостоящих буровых и горно-проходческих работ, а также требует часто проведения дополнительных технологических и горно-технических исследований. Повышение экономической и геологической эффективности геолого-разведочных работ на эксплуатируемых и намечаемых к отработке месторождениях во многом зависит от достоверности детального прогноза.

Применительно к условиям минералообразования березитовых сульфидно-вольфрамитовых месторождений разработан метод деталь-

ного прогноза, базирующийся на модели сопряженных рудно-метасоматических систем и структурной модели месторождений (Смирнова, 1986; Ходанович, 1986, Ходанович, Смирнова, 1987, 1991). Прогнозирование осуществляется по данным детального картирования метасоматически измененных пород, в процессе которого производятся: их расчленение и типизация; установление мегатекстуры (анатомии) слагаемых ими геологических тел; выявление морфологии и закономерностей их пространственного распределения; установление возрастных и структурно-морфологических соотношений разнотипных метасоматитов друг с другом, с другими геологическими телами, разрывными нарушениями, рудными телами, геохимическими и геофизическими полями. Метод был апробирован на вольфрамовых месторождениях Джидинского рудного поля. Установлена достаточно высокая эффективность использования структурно-морфологических и минералогических критериев и признаков березитизации при объемной увязке рудных пересечений и геометризации рудных тел, при оценке их разведанности и ожидаемого качества руд. Составленные на основе разработанной модели геологические планы поверхности рудного поля, эксплуатационных горизонтов Инкурского и Холтосонского рудников, разрезы по линиям разведочных скважин (масштаба 1:2000) были использованы при разработке проектных решений: 1) по детальной разведке участков кварц-вольфрамитовых жил на вскрытых рудником Холтосон горизонтах (1475-1230 м); 2) по буровой разведке промышленных жил на глубоких горизонтах рудника Холтосон (глубже 1230 м) и поисково-оценочном изучении межвыработочных пространств; 3) по корректировке ранее разработанного проекта ревизионной доразведки верхних отработанных горизонтов рудника Холтосон.

Для реализации проектов при Джидинском ВМК в 1986 г. была создана Закаменская ГРП треста "Забайкалцветметразведка" Минмета СССР.

Установленные закономерности образования и распределения шеелита в сульфидно-гюбнеритовых рудах (Ходанович, Смирнова, 1987; Kolonin et al., 1990 и др.) дают возможность прогнозировать технологические показатели их переработки, управлять запасами и планировать технико-экономические показатели предприятия.

Опытно-промышленная проверка предложенного метода прогноза, проведенная на рудниках Джидинского ВМК, показала достаточно вы-

сокую подтверждаемость прогнозов. На основе метода показана перспективность новых для Холтосонского рудника структурно-морфологических типов рудных тел: жильно-прожилковых и линейных штокерковых зон. Их наличие имеет важное значение в решении проблемы повторной отработки месторождения. Использование метода при доразведке флангов рудного поля и его глубоких горизонтов позволяет точнее локализовать перспективные участки при более редкой сети буровых скважин и горных выработок за счет более целенаправленного их проектирования.

Установленные закономерности развития сопряженных рудно-метасоматических систем применительно к скарновым месторождениям позволяют уточнить возможности использования разнотипных измененных пород при прогнозировании, поисках и разведке вольфрамовых руд. В целом наличие измененных пород является необходимым условием оруденения, поскольку свидетельствует о проявлении на данном участке рудно-метасоматического процесса. Масштабы развития метасоматитов определяют и степень развития апоскарновых и постскарновых продуктивных процессов применительно к конкретным структурно-литологическим условиям. В крупных скарновых залежах не всегда возможно промышленное оруденение, но при слабом развитии скарнов и околоскарновых метасоматитов нахождение значительных скоплений руд вообще исключено. Ранние скарны и околоскарновые метасоматиты, масштабы развития которых значительно превышают масштабы рудных тел, являются общими признаками оруденения. Проявление позднего скарнирования свидетельствует о продвинутости скарново-рудного процесса, а его масштабы в большей степени коррелируются с масштабами оруденения. Проявление апоскарновых изменений является прямым указанием на завершенность рудно-метасоматического процесса. Их масштабы прямо коррелируются с масштабами оруденения (Метасоматические процессы..., 1990).

ВОЛЬФРАМОНОСНЫЕ РАДИАЛЬНО-КОНЦЕНТРИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ
В БАССЕЙНЕ СРЕДНЕГО ТЕЧЕНИЯ р.ДЖИДЫ
(Южное Прибайкалье)

Тенденция к выделению кольцевых (радиально-концентрических) рудных структур в Южном Прибайкалье складывалась постепенно в ходе всё более детального изучения закономерностей размещения эндогенного оруденения. Район исследований – бассейн среднего течения р.Джиды – расположен в области южного субширотного изгиба Саяно-Байкальской складчатой системы, где отмечается сочленение северо-западных и северо-восточных разновозрастных геолого-тектонических структур. Наиболее чёткой границей раздела участков с преимущественным развитием северо-западных и северо-восточных структур является Торейский глубинный разлом, совпадающий с гравитационной ступенью (Тектонические разломы..., 1978). К западу от этого разлома находится рассматриваемая площадь, которая входит в состав Джидинского рудного района. Положение площади на участке сочленения разновозрастных структур сказалось на длительности эволюции представлений о размещении полезных ископаемых: вначале были выделены металлогенические зоны северо-западного направления, когда в основу положено простираение тектонических структур палеозойского развития (Смолянский, 1960 и др.), а затем обратили внимание также и на северо-восточные – субширотные редкометалльные зоны, согласные с основным направлением зон внегеосинклиальной мезозойской активизации Забайкалья (Щеглов, 1966 и др.).

Согласно последним обобщениям, площадь рудного района расположена на юго-западном фланге Селенгино-Витимской структурно-металлогенической зоны (Шобогоров и др., 1983). На основе крупномасштабного геологического картирования и геофизических исследований, проводившихся в 1976–1984 гг., Е.Е.Зеленский, Л.Ф.Колобашкин и другие геологи ПГО "Бурятгеология" пришли к выводу, что выделение линейных металлогенических рудных зон не имеет никакого смысла. По совокупности структурных, магматических и литолого-петрографических факторов ими выделены отдельные изометрические рудные узлы и поля. Геофизические исследования также подтверждают представления о "замкнутых" зонально-кольцевых струк-

турах различного генезиса. Размеры (диаметр) от I до 25 км, наиболее отчётливо отражаются на картах магнитного поля. Отдельные структуры отдешифрованы по космоснимкам. Так, на правом берегу среднего течения Джиды выделены три кольцевые структуры, ориентированные в северо-западном направлении (290-300°), контролирующие и месторождения Джидинского рудного поля. Отмечено, что пока ещё не установлена их истинная роль; указывается, что трубки взрыва, выполненные оруденёлыми взрывными брекчиями на объектах Будуктаевском и Пикете 3I, локализованы по периферии более крупного кольца, намеченного по космоснимкам. То же можно сказать и о месторождениях Джидинского рудного поля - они расположены, в соответствии с мнением Л.Ф.Колобашкина, в краевой части такой же структуры.

Таким образом, к настоящему времени на рассматриваемой площади намечен лишь абрис отдельных кольцевых структур. Но внимание к рудным кольцевым структурам Южного Прибайкалья возрастает в связи с интенсивностью изучения их на сопредельных территориях Прибайкалья, Забайкалья и Дальнего Востока (Рудоконцентрирующие структуры..., 1983; Байкальский мегасвод..., 1984; Морфотектонические системы..., 1988 и др.). Опубликованы монографии и многочисленные статьи, посвящённые терминологии, генезису, методике изучения кольцевых структур (Кольцевые структуры..., 1987; Невский, Фролов, 1985; Морфотектонические системы..., 1988 и др.).

При региональном морфоструктурном анализе на основе изучения топокарт масштаба I:500 000 - I:200 000, геолого-геофизических данных и с использованием положений о комплексе сопряженных структур кайнозойского этапа развития территории (Флоренсов, 1960; Резанов, 1988) автором установлена ранговая приуроченность площади исследований бассейна среднего течения Джиды к морфоструктуре III порядка - Джидинскому межгорному прогибу как одной из частей Селенгино-Витимского среднегорья (II порядка), которая вместе с Байкальской рифтовой зоной (II порядка) и Хэнтей-Даурским сводовым поднятием (II порядка) составляет Монголо-Сибирскую горную систему (I порядка). Джидинский межгорный прогиб чётко фиксируется "обратным" рельефом поверхности Мохоровичича (M): граница M в долине Джиды находится на глубине 37-38 км, на окружающих водоразделах она опущена до 40 км (рис. I). Единая мегаформа рельефа - Джидинский межгорный прогиб - в картографи-

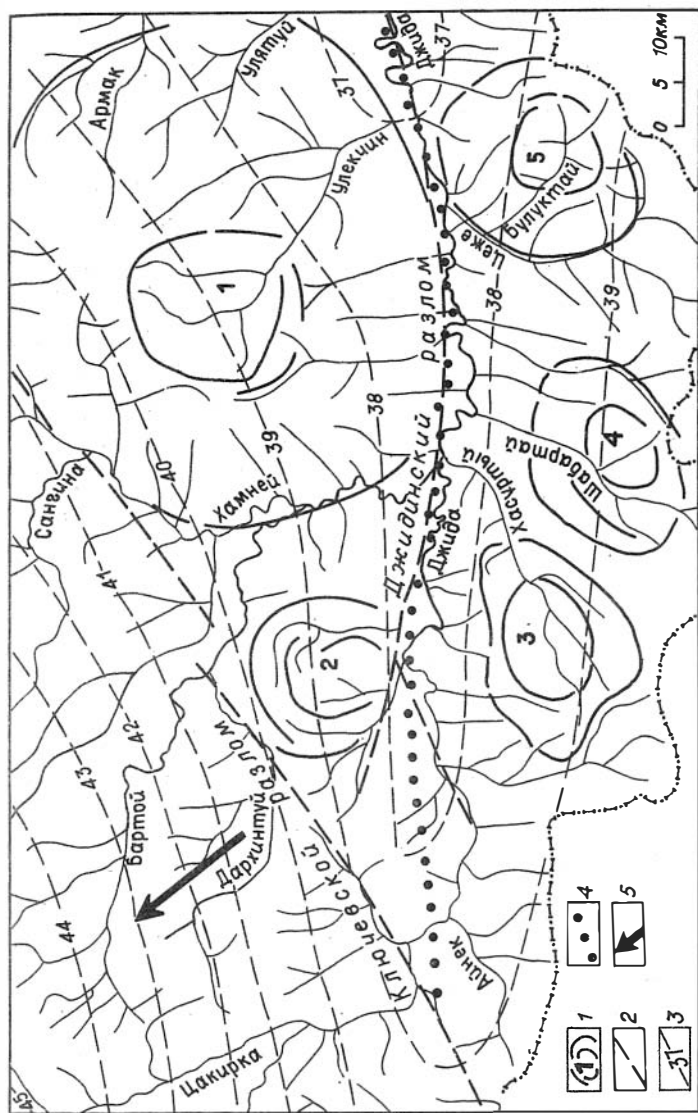
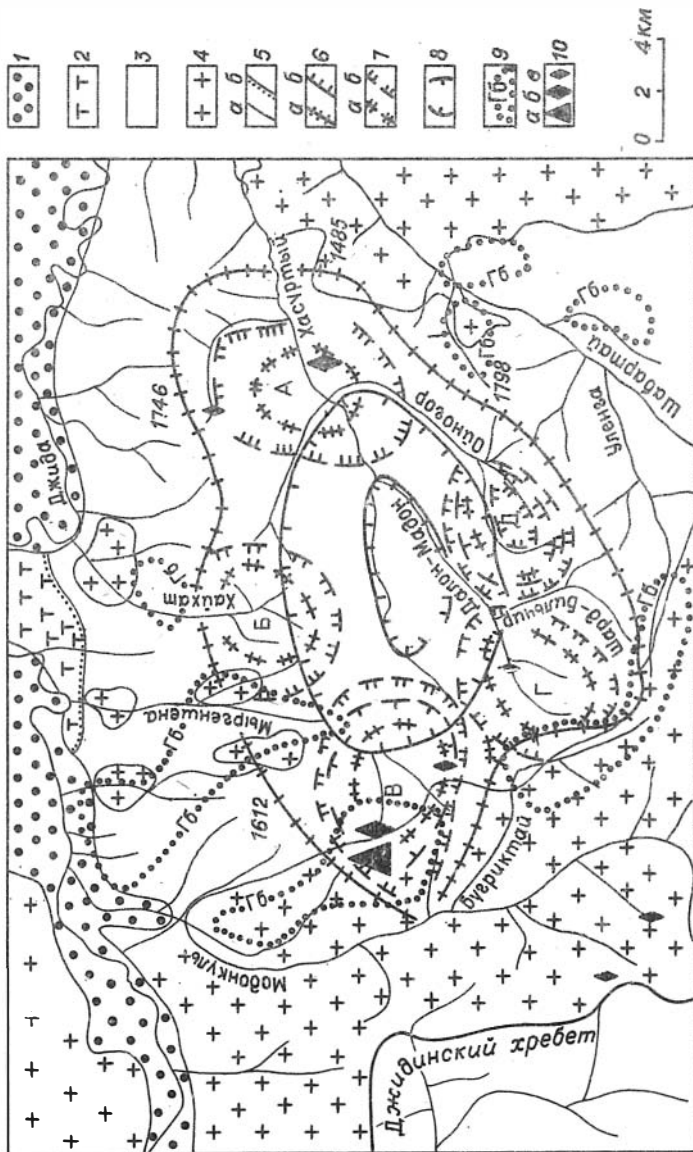


Рис. 1. Кольцевые структуры на схеме изоглубин поверхности Мохоровичича в бассейне среднего течения р. Джиды.

1 - кольцевые структуры: Улекшинская (1), Цахирская (2), Хасургинская (3), Шабаргайская (4), Булуктайская (5); 2 - основные неотектонические разломы; 3 - изоглубины поверхности Мохоровичича, в км; 4 - "гребень" валлообразного повышения поверхности Мохоровичича; 5 - направление заглупления поверхности Мохоровичича (увеличение мощности земной коры до 50-55 км за пределами рассматриваемой площади).



ческой проекции приближённо представляет треугольник с длинной осью по долине Джиды протяжённостью до 110 км. Прогиб ограничивается на северо-востоке Дархинтуйским поднятием, переходящим в хребет Малый Хамар-Дабан, на юге — Джидинским хребтом, на западе — склоном, обрамляющим Боргойскую мезозойскую депрессию.

На площади Джидинского межгорного прогиба автором проведены необходимые морфометрические исследования с использованием топокарт масштаба 1:200 000 и 1:100 000. Построены карты тектоноизогипс масштаба 1:100 000, гидроморфоструктур, круговых морфоструктур с использованием критериев радиально-концентрической симметрии с географических элементов (по методикам Н.А.Философова, 1975; Е.И.Шамрай, 1988; И.А.Сазонова, 1989 и др.). Выделены кольцевые структуры (КС) двух порядков: диаметром 50–55 км (Улекчинская) и 20–25 км (Цакирская, Хасуртинская, Шабартаевская и Булуктаевская), которые находятся по периферии большого Улекчинского кольца.

Основное внимание нами уделено Хасуртинской КС, так как

Рис. 2. Геологическое положение и строение Хасуртинской кольцевой структуры.

1 — четвертичные рыхлые отложения и плиоценовые долинны базальты, выполняющие Джидинскую неотектоническую впадину; 2 — нижне-среднеюрские образования — базальты, андезитобазальты, плагиоклазовые порфириты; 3 — нерасчленённые осадочно-метаморфические образования нижнепалеозойского возраста; 4 — нерасчленённые гранитоидные образования палеозой-мезозойского возраста; 5 — граница между разновозрастными геологическими образованиями (а), граница несогласного залегания (б); 6 — контуры Хасуртинской кольцевой структуры, проведённые по гребням водоразделов (а), по тальвегам речных долин (б); 7 — контуры мелких кольцевых (радиально-концентрических) структур, проведённые по гребням водоразделов (а), по тальвегам речных долин (б); буквы внутри контуров мелких кольцевых структур соответствуют их названиям: А — Мало-Ойногорская, Б — Хайхатская, В — Мыргеншенская, Г — Шара-Бильчирская, Д — Верхне-Ойногорская; 8 — кольцевые структуры, выраженные на космоснимках; 9 — шпиховые ореолы гюбнерита; 10 — месторождения вольфрама (а) и молибдена (б), рудопроявления молибдена (в).

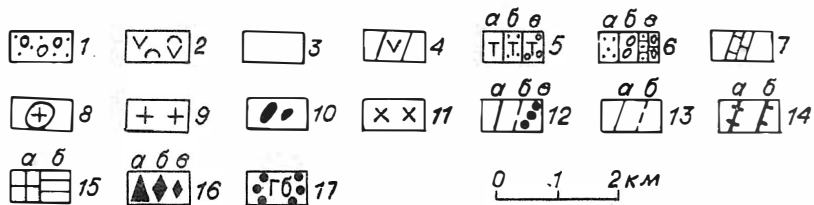
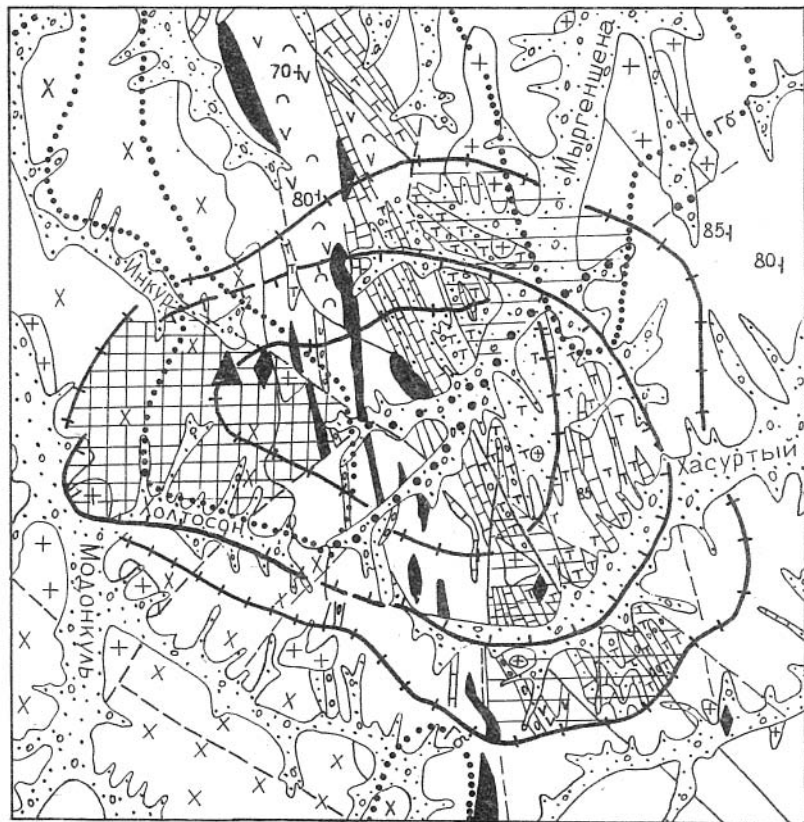


Рис.3. Геологическое строение Миргеншенской вольфрамосной радиально-концентрической структуры (по материалам геологосъемочных и поисковых работ).

I - четвертичные отложения - валуны, галька, песок, ил; 2 - нижне-среднеюрские отложения (ичетуйская свита) - базальты, андезиты

то-базальты, плагиоклазовые порфириты; 3 - нижнепалеозойские нерасчленённые отложения (долон-модонская, Джидинская, хасуртинская, хохуртовская свиты) - карбонатные, терригенные, вулканогенные метаморфические образования; 4-7 - горизонты, линзы, тела в осадочно-метаморфических породах: 4 - базальтовые порфириты, их туфы, 5 - серовато-зелёные туфы (а), зеленовато-серые песчаники (б), туфоконгломераты (в), 6 - песчаники (а), конгломераты (б), известковистые песчаники и конгломераты (в), 7 - известняки; 8 - юрские граниты (гуджирский комплекс) - гранит-порфиры, сиенит-порфиры; 9 - верхнепалеозойские гранитоиды (бичурский комплекс) - биотитовые двуполовошпатовые граниты, монцититы, диоритовые порфириты; 10 - ордовикские образования (цакирский комплекс) - гарцбургиты, лерцолиты, габбро, серпентиниты; 11 - раннепалеозойские гранитоиды (джидинский комплекс) - биотит-амфиболовые граниты, диориты, габбро; 12 - разрывные нарушения: достоверные (а), предполагаемые (б), скрытые под чехлом рыхлых наносов (в); 13 - граница между разновозрастными геологическими образованиями: достоверная (а), предполагаемая (б); 14 - контуры Миргеншенской радиально-концентрической структуры, проведённые по гребням водоразделов (а), по тальвегам речных долин (б); 15 - сегменты радиально-концентрической структуры с вольфрамовым и молибденовым оруденением: известным (а), предполагаемым (б); 16 - месторождения вольфрама (а) и молибдена (б), рудопроявления молибдена (в); 17 - шлиховые ореолы гюбнерита.

именно к ней приурочены наиболее перспективные месторождения Джидинского рудного района (Первомайское молибденовое, Инкурское и Холтосонское вольфрамовые, Ойногорское молибден-вольфрамовое и др.).

Хасуртинская КС (рис.2) наиболее чётко отрисовывается по внешнему контуру, прослеженному по протяженным гребням водоразделов. Такое же второе кольцо по гребням можно отрисовать и внутри внешнего контура (на рисунке не поднято). Методический подход к выделению каркаса кольцевых структур по линиям гребней водоразделов реализует в практике Ю.И.Симонов (1985), полагая, что гребни горных отрогов в современном рельефе являются отражением зон уплотнения в верхней части земной коры и связаны с эндоген-

ным привнесом тепла и вещества - окварцевание, дайки, трещинные интрузии и т.п. Контуры Хасуртинской структуры, отрисованные по тальвегам речных долин, дополнительно подчеркивают её концентрическое строение.

В центральной части рассматриваемой структуры абсолютные отметки составляют порядка 1400 м (на междуручье), на гребнях водоразделов внешнего контура достигают 1700-1800 м, т.е. намечается уменьшение высот от её периферии к центру. Форма Хасуртинской структуры не представляет собой правильного круга либо овала. Отмечаются выступы из плавно-овальной формы, среди которых западный и восточный совпадают с имеющимися на площади рудными полями, соответственно Джидинским и Мало-Ойногорским. По аналогии и в совокупности с геологическими предпосылками можно прогнозировать оруденение в южном (Шара-Бильчирском) выступе Хасуртинской КС.

При анализе топокарт масштаба 1:25 000 в пределах упомянутых выступов отрисовываются более мелкие КС - радиально-концентрические структуры (РКС): Мало-Ойногорская, Хайхатская, Мыргеншенская, Шара-Бильчирская, Верхне-Ойногорская, которые тяготеют к внешнему кольцу (периметру) Хасуртинской КС (см. рис.2).

Из РКС рассматривается Мыргеншенская структура как объект с известными вольфрамowymi месторождениями (рис.3). Каркас Мыргеншенской РКС состоит из трёх концентрических контуров: внешний и внутренний проведены по гребням водоразделов, средний - по долинам рек и падей. Радиальность структуры подчёркивается зонами разрывных нарушений, проведёнными по спрямлённым отрезкам долин рек и падей. Геометрический центр Мыргеншенской РКС расположен в долине р.Мыргеншена, против устья руч.Сухой Ключ. Геологическая позиция структуры изображена на рис.3.

В овальной форме Мыргеншенской РКС размером 8 x 11 км отмечаются три выступа - западный, северный и юго-восточный. Каждый из них соответствует сектору, ограниченному дугой и двумя разломами-радиусами, места пересечения которых не "дотягивают" до геометрического центра РКС. "Выдвинутость" секторов по направлению к центру РКС объясняется, возможно, увеличением объёма пород в процессе поступления вещества, формирующего рудные объекты. Западный сектор соответствует Джидинскому, юго-восточный - Долон-Молонскому рудным полям. Северный сектор рассматриваем объектом

прогноза на вольфрамное оруденение. Здесь в долине р. Миргеншена против устья руч. Ивановского нами отмечены неокатанные обломки и глыбы кварца с гюбнеритом; отсюда же начинается гюбнеритовый шлиховой ореол.

Выявление и изучение морфоструктурными методами вольфрамосных радиально-концентрических структур в бассейне среднего течения Джиды, где широко распространены закрытые ландшафты, позволит в комплексе с другими геологическими методами эффективнее оценить перспективы отдельных участков рассматриваемой площади на эндогенное оруденение.

А. Г. Миронов

ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ ПЛУТОНОГЕННЫХ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В последние годы широко дискутируется вопрос о роли магматических образований в формировании золоторудных месторождений. Как известно, долгое время универсальными поставщиками золота считались граниты, затем ортомагматическая концепция в значительной мере уступает свои позиции метаморфогенной и гипотезе множественности источников. Действительно, появились новые данные по изотопии водорода и кислорода, серы, часто трактуемые в пользу участия в формировании золоторудных месторождений метеорных вод. С другой стороны, находит новое подтверждение гипотеза мантийных источников вещества. В особенности это касается месторождений, приуроченных к протяженным зонам разломов, пересекающим иногда разные структурно-фациальные зоны. Косвенными доказательствами мантийности источника золота считается ассоциация золота с хромом и платиной, а также повышенная золотоносность ультраосновных пород и метеоритов.

Тем не менее, даже грубый подсчет показывает, что более чем в 80 % известных золоторудных месторождений выявлены пространственные ассоциации золотых руд и близких к ним по возрасту гранитоидных тел. Пожалуй только для золоторудных месторождений ар-

хейских зеленокаменных поясов и некоторых месторождений черносланцевых формаций не устанавливается явной связи с проявлениями магматизма, хотя их следы обнаруживаются практически на всех объектах. Месторождения названных типов относятся к особой группе, происхождение которой не ясно и, возможно, во многом обусловлено метаморфическими процессами. В то же время наличие проявлений магматизма или их влияние (в виде расплавов) позволяют обсуждать возможные модели их формирования с участием гранитоидных интрузий.

Что касается плутогенных месторождений, то здесь речь, в основном, идет о дискуссии сторонников ортомагматической и латераль-секреционной концепций. В последнее время получили распространение взгляды, отстаивающие латерально-секреционную концепцию в различных ее модификациях. Как известно, в основе ее лежат представления о том, что батолиты не являются источником летучих и рудных элементов, а служат только мощным тепловым источником. Предполагается, что под его влиянием резко активизировалась циркуляция метеорных и ювенильных вод и сформировалась мощная конвективная система. Подтверждение этим взглядам авторы видят в наличии зоны выноса золота вблизи рудных тел (Рослякова и др., 1989), возможности отгонки воды и золота от гранитных батолитов (Трошин и др., 1987), приуроченности золоторудных месторождений к породам с повышенным кларком золота.

Серьезным подтверждением данной гипотезы считается изотопный состав кислорода и водорода. На многих гидротермальных месторождениях золота изотопный состав этих элементов в кварце и газовой-жидких включениях свидетельствует об участии в их формировании метеорных вод ($\delta D = -90-130 \text{ ‰}$; $\delta^{18}O$ от 6 до -4 ‰ — по данным Шеппарда, Тейлора, 1977). На отдельных месторождениях установлена обогащенность золотом низкотемпературных растворов (по данным анализа газовой-жидких включений в кварце различных генераций (Рослякова и др., 1989)). Это рассматривается как свидетельство обогащения растворов золотом по мере их остывания и взаимодействия с окружающими породами.

Однако многочисленные экспериментальные данные, полученные в последнее время (Конников и др., 1986; Рябчиков, Орлова, 1984; Диман, Некрасов, 1987; Экспериментальные исследования ..., 1989; и др.), а также обобщение материалов по геохимии золота

в эндогенных процессах и особенностях строения золоторудных месторождений показывают, что решающую роль в их формировании играют растворы магматического генезиса.

В чем конкретно это выражается? Это прежде всего характер связи золотого оруденения с магматизмом. Как известно, месторождения золота, обнаруживающие отчетливую связь с магматическими породами, могут быть подразделены на вулканогенные и плутогенные.

Для вулканогенных месторождений характерны: геохимическая специализация, выражающаяся в повышенной золотонности андезитовых вулканитов; наличие комплекса малых интрузий, пространственно близких с образованиями андезит-гранодиоритовой ассоциации с широким спектром состава при также повышенном уровне золотонности. Золоторудные тела фиксируются чаще всего в жильных или субвулканических образованиях диорит-монцитовой и андезит-диоритовой формаций. В некоторых месторождениях развиты бескорневые слепые рудные тела, располагающиеся в магматических дифференциатах.

Другая группа месторождений - плутогенная распространена значительно шире, хотя связь оруденения с магматизмом в ней менее очевидна. Здесь могут быть выделены: 1 - месторождения, локализуемые в генетически связанных магматических телах; 2 - месторождения, расположенные в полях развития гранитоидных плутонов; 3 - месторождения, ассоциируемые с малыми интрузиями (дайками и штоками).

Не имея возможности детально остановиться на характеристике этих типов, подчеркнем главные выводы, следующие из обобщения.

1. Независимо от того, с каким типом магматизма связаны золоторудные месторождения, рудные тела чаще всего ассоциируют с интрузиями небольшого размера (штоками или дайками). В вулканогенном типе - это экструзивные и субвулканические тела андезитовых порфиритов, андезитодацитовых порфиров; в плутогенном типе - локальные интрузии габбро-диоритов, диоритов, кварцевых диоритов или порфировые интрузии, слагающие купола и апофизы батолитов габбро-гранитной серии, или дайки, штоки и, наконец, собственно тип малых интрузий, включающий в себя разнообразные штоки и дайки, формирующие иногда значительные пояса и не обнаруживающие отчетливых связей с гранитными плутонами.

2. Не отрицая возможности существования малых интрузий в классическом понимании Ю.А.Билибина, М.Б.Бородаевской, Ф.К.Шипулина и др. как тел, генетически независимых от крупных интрузий или эффузий, хотелось бы отметить, что для дайковых серий, связанных с золоторудными месторождениями, такое отнесение не бесспорно. Дело в том, что анализ многочисленных дайковых серий на месторождениях показывает наличие, по крайней мере, двух групп даек (или даек двух этапов по Коптеву-Дворникову). Одна – представляет собой дифференциаты магмы конкретных крупных интрузий (остаточный расплав – аллиты, пегматиты). Дайки этой группы локализируются нередко в самих интрузиях. Другая (дайки второго этапа) – имеет пестрый состав (от гранит-порфиров до лампрофиров и диабазов) с преобладанием диоритов, часто не обнаруживает отчетливой связи с крупными массивами, их пояса как бы обтекают батолиты. Детальное изучение их на некоторых месторождениях (Березовское и др.) показало, что подобные малые интрузии являются дериватами и апофизами купольных частей батолита, где происходило гранитообразование и частичное интродуирование на раннемагматической стадии. Последующее продвижение фронта магмообразования может привести к "ссыданию" батолитом этих отщеплений и к имитации более раннего их происхождения по отношению к батолиту. Большая протяженность дайковых поясов может свидетельствовать о масштабах нескрытых батолитов и направлении их простираия.

3. Магматические тела, с которыми чаще всего ассоциируют золоторудные месторождения, имеют, как правило, диоритоидный состав (от габбро-диоритов до плагиогранитов) с признаками флюидонасыщения и гибридности. Породы часто несут на себе следы аутометасоматического преобразования и повышенную золотоносность. Материнские гранитные интрузии не отличаются повышенной золотоносностью.

Вторая группа вопросов, проливающих свет на происхождение золоторудных месторождений, – это результаты экспериментальных исследований поведения золота при высоких РТ-условиях. К настоящему времени накопилось уже много данных, позволяющих сделать определенные выводы о геохимии золота в условиях высоких температур и давления. Коротко они могут быть сведены к следующему:

– растворимость золота в сухих силикатных расплавах чрезвычайно низка и соответствует его кларковым концентрациям, в то же

время она зависит от флюидонасыщения и увеличивается в этих условиях на 1-2 порядка ($n \cdot 10^{-5} - 10^{-6}$ мас.%), а коэффициент распределения $K_{\text{крис.-расп.}}$ близок к единице;

- растворимость золота во флюиде высока и достигает $n \cdot 10^{-3} - 10^{-2}$ моль/кг воды при параметрах магматического расплава, при этом коэффициент разделения флюид-расплав для золота в условиях гипабиссального рудообразования может быть рассчитан как 200-250 в пользу флюида, хотя при снижении температуры растворимость Au падает (до $n \cdot 10^{-6}$ моль/кг), однако оно остается в растворе до температур 150-180 °C;

- в опытах по изучению подвижности золота в термоградиентных условиях выявлено слабое перераспределение его в открытой системе при участии хлоридных растворов. В тех же случаях, когда в системе образовался расплав (с участием понижающих температуру плавления добавок) золото выносилось на 60-90 %, что подтверждается и в опытах, где изучалось непосредственное взаимодействие горячего раствора (500 °C, 98 МПа) и стекол различного состава с золотом и серебром. Сравнительное изучение показало отчетливое различие в характере выщелачивания Au и Ag.

Таким образом, как геохимические, так и экспериментальные данные, на наш взгляд, позволяют говорить о более предпочтительном механизме извлечения золота флюидом из магматического расплава, чем о заимствовании его из вмещающих пород при циркуляции растворов. Тем более, что свидетельства в пользу латераль-секреционной концепции непротиворечиво объясняются с позиции ортомагматической. Главные среди них следующие:

- изотопный состав кислорода и водорода газово-жидких включений кварца золотых руд часто соответствует метеорным водам, и по данным ряда американских работ (Тейлор, 1977; Шепард и др., 1977) такие изотопные соотношения (обедненность D и ^{18}O) характерны и для массивов диоритов и могут быть объяснены широким развитием ассимиляции осадочных пород или прямым плавлением обогащенных водой пород над магматическим очагом;

- приуроченность месторождений к породам с повышенным содержанием золота легко объясняется с ортомагматических позиций, допускающая возможность вовлечения их в магматический процесс в результате, например, магматического замещения и извлечения Au флюидной фазой;

– наличие зоны выноса вблизи рудных тел, как правило, наблюдается на фоне повышенных содержаний золота, связанных с выносом его флюидами и, по-видимому, свидетельствует о возможности локальной переконцентрации Au в процессе рудообразования.

Что касается механизма формирования золотоносных рудогенерирующих магматических систем, то ранее мы уже рассматривали один из возможных вариантов, связанный с процессом гранитизации как магматическим замещением (Экспериментальные исследования..., 1989; Mironov, 1990).

В свое время Ф.Н.Шахов (1972) на основании детальных наблюдений пришел к выводу, что при формировании гранитных массивов движется не магма, а фронт магмообразования. При этом продвижение происходит, в основном, в куполе, через роговики, состав которых постепенно меняется до замещающих их гранитов. Он также считал, что оруденение пространственно и генетически связано с подвижными частями магматического тела.

Механизм этого процесса известен – это магматическое замещение, первоначально предложенный Д.С.Коржинским (1952) для гранитизации гнейсового субстрата под воздействием восходящих потоков трансмагматических флюидов. В последнее время разработана модель гранитообразования, связанная с аллохимическим анатексисом (Литвиновский, 1985). Экспериментальные и теоретические данные показывают, что на определенных этапах развития корового магматического очага может реализоваться механизм магматического замещения (в том числе и в гипабиссальных условиях) с участием конвективного тепло-массопереноса и повышенным водосодержанием в магматическом теле (без привлечения трансмагматических флюидов). По-видимому, подобный механизм объясняет многие характерные черты гранитообразования, связанного прежде всего с унаследованием особенностей состава вмещающих пород и их структур.

Многие аспекты магмообразования такого типа еще недостаточно изучены. Предполагается, что с переходом к зонам малой глубинности (низкого флюидного давления) в комплексах, возникающих путем магматического замещения, начинают преобладать породы среднего (диоритового, гранодиоритового) состава, вытесняющие граниты (Маракушев, 1987). По данным А.Пивински (Piwinski, 1973), М.Сакуяма и И.Куширо (Sakuyama, Kushiro, 1979), У.Тетцуро (Tetsuro, 1985) характер образующихся магматических ассоциаций в зна-

чительной степени регулируется общим и флюидным давлением: при $P_{H_2O} = 1$ кбар состав магмы близок к кварцевому монцониту, с повышением P_{H_2O} до 10 кбар состав приближается к гранодиориту, кварцевому диориту.

Тем не менее, представляется, что основной механизм формирования золоторудных месторождений связан именно с таким типом гранитообразования. Предложенный нами механизм становления золотоносной магматической системы заключается в следующем (Экспериментальные исследования..., 1989; Mironov, 1990). Золотоносные растворы преимущественно магматического генезиса связаны не с продуктами глубокой дифференциации гранитоидной магмы, а с гибридными образованиями, формирующимися на фронте становления гранитных батолитов, при высокой насыщенности летучими компонентами (H_2O , Cl, F, B, As) и тяжелыми металлами за счет активного взаимодействия с вмещающими и вулканогенно-осадочными породами; обязательной интрузией этой части расплава (по механизму адиабатической декомпрессии), транспортирующей летучие и золото, которое в силу высокого коэффициента разделения флюид-расплав концентрировалось во флюиде при дегазации расплава на докристаллизационной стадии и в последующих процессах магматической дифференциации практически не участвовало (см. рисунок). Сами гранитные батолиты или крупные интрузии, с которыми могут быть связаны гибридные образования, не имеют непосредственной связи с рудообразующим процессом и не несут геохимическую информацию о возможной специализации гранитной интрузии на золото.

Другой возможный механизм связан со смешением базальтового и гранитного расплавов при флюидном синтексисе и с концентрацией золота во флюидной фазе (Экспериментальные исследования..., 1989; Конников и др., 1986).

Малые интрузии являются флюидопроводниками, транспортирующими Au, и оказываются генетически связанными через них с купольными частями гранитоидных плутонов. Парагенетическая связь здесь менее вероятна, так как она предусматривает более развитый, дифференцированный источник (например, остаточный расплав, расплав заключительных фаз и т.д.), что, как нами ранее было показано, для золота не характерно. Оно не накапливается в значительных масштабах в процессе кристаллизационной дифференциации, а уходит во флюидную фазу на докристаллизационном этапе или в обогащенный

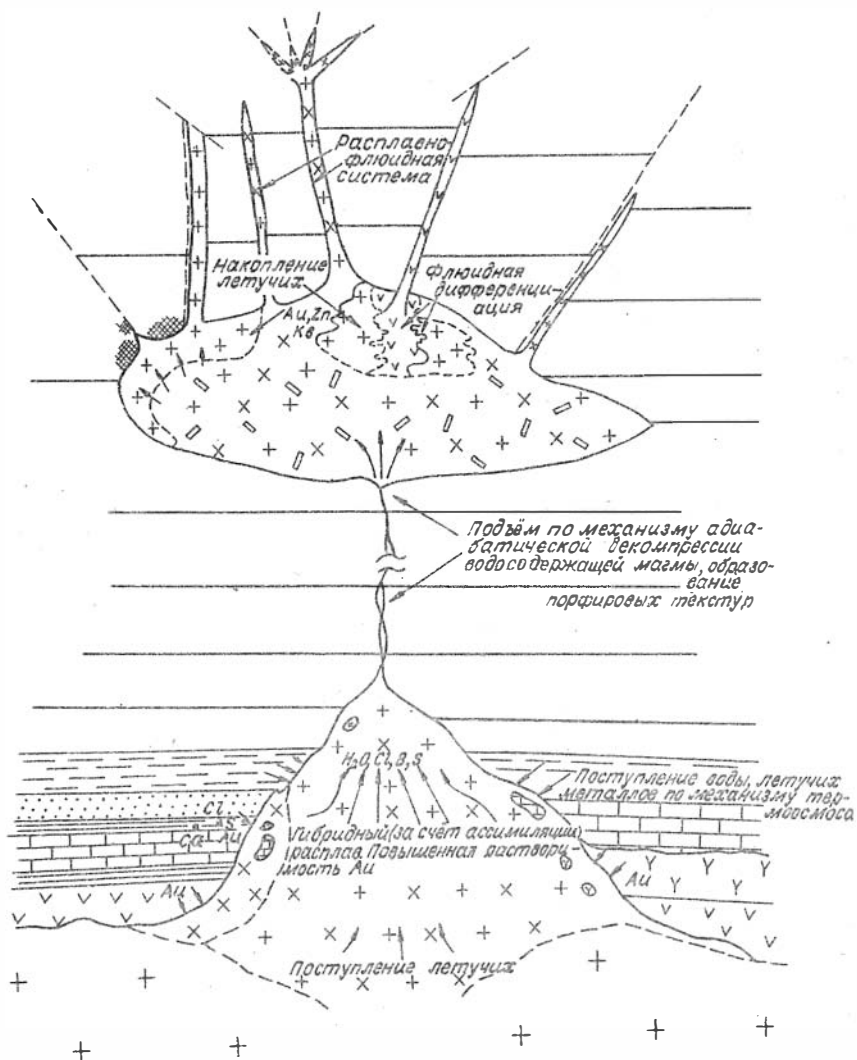


Схема развития купольной части батолита и образования золотоносной магматической системы.

флюидом расплав. В ряде случаев лестничные жилы с золотом и, особенно, тонкие золотоносные прожилки в трещинах контракции (Амурская дайка); являются прямым следствием транспорта Au расплавно-флюидной системой, хотя разумеется нельзя говорить, что золотоносные жилы формировались в дайке или штоке на месте (*in situ*). По мере остывания и образования трещин в верхних частях малых тел флюиды поступали из более глубоких горизонтов (при достижении уровня разделения насыщенной флюидом системы) на самостоятельные фазы.

Хотелось бы обратить внимание на некоторые особенности, связанные с рассматриваемой моделью. Прежде всего, подобный механизм предусматривает коровый источник золота, поскольку поступление его в расплав происходит при гранитизации вулканогенно-осадочных пород. По-видимому, сегодня можно уже с достаточной долей уверенности говорить о том, что во флюидно-магматогенной системе с кларковыми содержаниями золота месторождения не могут быть сформированы. Об этом говорит как отсутствие накопления золота при магматической дифференциации, так и близкие величины кларковых содержаний золота и его растворимости в гранитных расплавах. В связи с этим особую роль приобретают горные породы, отличающиеся повышенной золотоносностью, такие как офиолитовые комплексы и черносланцевые толщи. Причем наиболее благоприятными являются условия полной ассимиляции толщ в результате магматического замещения с активным участием летучих компонентов, в то время как одно воздействие флюида не только не ведет к выносу золота, но и, наоборот, способствует увеличению его концентраций в измененных разновидностях (например, при лиственитизации гипербазита).

Большую роль как источник золота должны играть углеродистые терригенные и карбонатные отложения, обладающие повышенной золотоносностью. Они также отличаются высокими содержаниями серы, реже - хлора, бора. При магматическом замещении эти элементы, как и золото, будут переходить во флюидную фазу в силу низкой растворимости этих компонентов в кислых расплавах. Это приводит к тому, что в золоторудных месторождениях, приуроченных к отложениям с высоким содержанием Au и S, широко распространены кварц-сульфидная рудная формация с преобладанием сульфидных тел, иног-

да возможно, представляющих собой продукты кристаллизации сульфидных ликватов флюидно-расплавной системы (рудной магмы по Спурру).

Таким образом, с позиций данной модели предполагается непосредственная связь потенциальной золотоносности магматических образований с исходной концентрацией Au, но не на уровне формирования рудных тел, а в пределах зон активного взаимодействия расплава и субстрата, по-видимому, не только в абиссальных, но и гиабиссальных условиях.

Весьма характерно, что будучи по существу коровыми источниками, залегающими иногда даже в верхней части коры, пластины офиолитов, лавы метабазитов могут обусловить то, что руды часто будут нести изотопные свидетельства мантийности этих источников, связанных с унаследованием изотопных характеристик при метамагматическом замещении.

В заключение отметим, что, исходя из рассмотренной в работе модели формирования плутоногенных золоторудных месторождений, в качестве основных признаков и критериев регионального прогноза можно выделить:

1) развитие гибридных разновидностей (диоритов, гранодиоритов, монцититов) магматических пород и их жильных аналогов в приконтактной купольной части батолитов или крупных гранитных массивов;

2) слабый эрозионный срез, обнажающий апикальные части гибридных интрузий, или вулканогенно-осадочные толщи, непосредственно залегающие над ними (могут проявляться аналогичными областями с проявлением только даек);

3) наличие среди вмещающих пород офиолитовых комплексов или сульфидизированных черносланцевых отложений, попадающих в зону магматического замещения (гранитизации) и отличающихся повышенными (на I-I,5 порядка) содержаниями Au;

4) наличие даек, штоков и других тел малых интрузий как продуктов внедрения расплавно-флюидных систем, несущих прямые геохимические признаки золотооруденения (C_{Au} до $n \cdot 10^{-6} - 10^{-5}$ мас.%), фиксирование сопутствующих флюидных включений, гибридность состава, специфичность геохимической нагрузки и т.д.

Т. Т. Тайсаев, А. В. Турунхаев, В. К. Хрусталеv, В. Д. Попов,
В. С. Афанасьев, Г. П. Фомина

ОСОБЕННОСТИ ГИПЕРГЕННОЙ КОНЦЕНТРАЦИИ ЗОЛОТА В ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

Верхние горизонты золоторудных месторождений Восточного Забайкалья в различной степени преобразованы гипергенными процессами и часто содержат повышенные концентрации золота, которые обусловлены как первичным распределением в эндогенных столбах, так и вторичным обогащением. Зона гипергенного изменения золоторудных тел была изучена на ряде месторождений. В качестве примера рассматривается два умеренно сульфидных месторождения, золотое оруденение которых представляет благоприятный субстрат для проявления интенсивных процессов гипергенеза. Оба месторождения приурочены к зоне Монголо-Охотского краевого шва и тяготеют к области протерозойд Становой части Забайкалья. Геолого-структурная и металлогеническая позиция оруденения тесным образом связана с мезозойской тектономагматической активизацией, в ходе которой происходило формирование интрузивных, метасоматических и рудных образований, локализованных в поперечных и купольно-глыбовых рудоконтролирующих структурах (Металлогенический анализ..., 1977).

Месторождения расположены в пределах таежных ландшафтов расчлененных и слабо расчлененных низко- и среднегорий, в зоне перехода сплошной многолетней мерзлоты к островной. История развития гипергенеза территорий подразделяется на два основных этапа: позднемезозойский - раннекайнозойский (в условиях теплого гумидного климата) и четвертичный (в ходе формирования сплошной многолетней мерзлоты). На месторождениях отчетливо сохранились следы активного криогенного преобразования рельефа на водоразделах и склонах.

Дарасунское месторождение жильного типа умеренно сульфидной формации (Петровская, 1973) включает в себя более 200 рудных тел. Вмещающими породами являются габбро, габбро-диориты, диориты палеозойского возраста (Тимофеевский, 1972).

Жилы приурочены к протяженным сколовым нарушениям СВ и СЗ простирания. Падения рудных тел крутое, от 60 до 85°. Длина жил различная, от коротких - 100-200 м до протяженных, достигающих

2000 м и более. Золото-сульфидное оруденение носит ярко выраженный столбовой характер. Длина рудных столбов по падению 400-800 м, а по отдельным крупным рудным телам достигает 1000-1200 м. Золоторудные столбы, как правило, вертикальные, редко наклонные и субгоризонтальные. Они тесным образом связаны с сульфидными столбами. Причем, наиболее высокое содержание золота приурочено к рудам со сложным минеральным составом сульфидов (Сахарова, 1972). В золоторудных столбах отмечается определенная тенденция в распределении золота по вертикали: с удалением от поверхности содержание возрастает, а затем снижается. Большинство золоторудных столбов приурочено к структурным "ловушкам", образование которых обусловлено интерминерализационными подвижками по искривленным поверхностям жил (Звягин, 1970); и чем сложнее морфология рудного тела, тем выше его золотоносность.

Горизонты гипергенного изменения рудных тел на месторождении представлены зонами окисления и цементации. Первая подразделяется на подзоны выщелачивания, вторичного золотого обогащения и окисленных руд, вторая - на подзоны смешанных руд, вторичного золото-сульфидного обогащения и смешанных руд (Росляков, 1981). Коэффициент концентрации золота на двух обогащенных горизонтах колеблется от 3 до 5,7 и от 2,6 до 9,2 соответственно зонам. Мощность зоны окисления колеблется от 3 до 40 м. Зона цементации развита до глубины первых десятков метров. По некоторым жилам гипергенные "сажистые" руды распространены до горизонтов более 300 м (Миков, 1970).

При детальном изучении одной из жил (Старательская) месторождения нами получены следующие данные.

Жила имеет сложную морфологию с раздувами на горизонтах 85 и 230 м и с пережимами на горизонтах 135 и 385 м. Валовое содержание золота в рудных интервалах хорошо коррелируется с эндогенным распределением главных рудных минералов: пирита, халькопирита, блеклой руды и арсенопирита.

Однако отмечается некоторое несоответствие между распространением участков с максимальными концентрациями золота и сульфидов. Первые наблюдаются до горизонта 85 м, а наибольшее количество и сложный состав сульфидных минералов приурочены к горизонту 135 м.

Гипергенное изменение руд выражено избирательно от поверх-

ности до горизонта 135 м. Наиболее сильно оно проявлено в зонах расщелачивания, дробления и смятия, где интенсивное сернокислое выветривание затронуло и большие объемы вмещающих пород. Выделяются две гипергенные зоны: окисления – от поверхности до глубины 60 м – представленная преимущественно глубоко окисленными рудами, и вторичного сульфидного обогащения в интервале 60–135 м, сложенная "сажистыми" рудами. Граница между зонами нечеткая.

Минералы зоны окисления представлены сульфатами железа (ярозит), окислами железа, карбонатами. Окисленные руды характеризуются прожилковыми, вкрапленными, друзовидными, брекчиевыми текстурами. Количество гипергенных минералов составляет 30–95 %. На дневной поверхности развиты преимущественно рыхлые, землистые, сыпучие образования с реликтами-желваками, каркасными агрегатами первичных кварц-сульфидных руд.

Гипергенные минералы зоны вторичного сульфидного обогащения представлены тонкозернистыми, рыхлыми скрытокристаллическими выделениями халькозина, ковеллина и борнита, которые повсеместно замещают пирит и халькопирит. Наибольшие изменения характерны для халькопирита – он сохраняется лишь в небольших реликтовых гнездах, в то время как в первоначальных концентрациях составляет до 30 % от всей массы руды. В большинстве просмотренных аншлифов, халькопирит установлен в единичных зернах, редко его концентрации достигают 0,5 %. Ковеллин часто образует тесный парагенезис и графические сростания с халькозином и борнитом в виде гнездообразных выделений в пирите и структур распада в халькопирите.

Рентгеноструктурными и электронно-микроскопическими определениями в тонкой фракции (0,01–0,001 мм), выделенной из руд горизонтов 85, 135 и 385 м, установлен один и тот же парагенезис глинистых минералов: мусковит, иллит, монтмориллонит.

Средние величины пробности золота на дневной поверхности и на горизонте 385 м (гипогенные руды) соответственно равны 912,0 и 893,6, а на горизонте 85 м, в зоне обогащения, она составляет 703,1.

В вертикальной плоскости жила преобладает субмикроскопическое (класс – 0,003 мм) золото: 77,67 – 81,03 % в окисленных рудах и 96,73 % в первичных. В зоне вторичного сульфидного обогащения доля крупного (класс 0,4+0,45 мм) составляет 17,21–17,81 %, в первичных рудах – 0,59 %.

Распределение золота по крупности имеет ярко выраженный думодальный характер. Субмикроскопическое золото из первичных руд на всех изученных уровнях жилы имеет размеры от 3 до 7 мкм, образует на диаграмме И.М.Плаксина компактную совокупность. Вторая модальная группа графиков локализуется в инт.23–32 мкм и характеризует гранулометрию золота измененных руд. Среди них наиболее крупное и наибольшее его количество фиксируется на горизонте I35 м.

Содержание золота в окисленных рудах на поверхности и на горизонте вторичного золото–сульфидного обогащения (горизонт 85 м) в 10–30 раз выше, чем в первичных рудах.

Карийское месторождение представлено сложной золото–сульфидно–кварцевой формацией, в составе которой выделяются кварц–турмалин–пиритовая, кварц–актинолит–магнетитовая и кварц–турмалин–арсенопиритовая минеральные ассоциации, образующие латерально–вертикальную зональность рудных участков (Тупяков и др., 1982; 1990). Оруденение парагенетически связано с дайками среднего–основного состава в экзо– и эндоконтакте гранитоидов Кара–Чачинского массива и контролируется узлами пересечения зон тектонических нарушений северо–восточного, субширотного и северо–западного направлений.

Рудные тела представлены жилами, метасоматическими зонами с прожилково–вкрапленной минерализацией. Протяженность жил и жильных зон колеблется от 100 до 1200 м. Простирание их субширотное и северо–западное, падение на северо–восток под углом от 30–40 до 70–85°. Околожильные изменения представлены окварцеванием, альбитизацией, актинолитизацией и каолинизацией. В целом месторождение относится к умеренно сульфидному типу. В рудных телах часто наблюдаются скопления сульфидов, составляющих до 50–60 % жильного выполнения. Золотое оруденение имеет также столбовой характер, золоторудные столбы тесно связаны с сульфидами.

В первичных рудах преобладает тонкодисперсное золото. Видимое золото обнаружено в кварце, магнетите, турмалине, пирите, арсенопирите. Средняя проба – 950.

При изучении гипергенного преобразования рудных тел было установлено, что на месторождении развита маломощная (в среднем 5–7 м) зона окисления оксидного типа. По степени окисления (количеству сохранившихся первичных сульфидов) выделены полностью

окисленные (2-5 %), окисленные (до 20 %), полуокисленные (до 50-60 %) и первичные (до 90-100 %) руды. Участки полностью окисленных руд встречаются только в самой верхней части (0,5-1,0 м) гипергенного профиля, который в целом не дифференцирован. Отмечается широкое распространение гидроокислов железа, в которых развиты текстуры замещения (плотные, охристые), выщелачивания (пористые, ячеистые, яичные) и переотложения (натечные, землистые, охристые). Каркас руд сложен кварцем и турмалином. Отмечаются сплошные скопления лимонитовых охр с кристаллами пирита. Некоторые гнезда заполнены пиритовой сыпучкой.

В окисленных рудах, кроме гидроокислов железа, присутствуют в небольшом количестве скородит, валентинит, куприт, халькозин, борнит. Обращает на себя внимание отсутствие сульфатов. В тяжелой фракции шлиховых проб из окисленных руд постоянно отмечаются пирит, арсенопирит, халькопирит, магнетит, ильменит, молибденит, шеелит, висмутит и золото. Золотинки 0,05-0,4 мм, комковидной, пластинчатой, редко кубической формы, неокатанные, часто наблюдаются в сростках с кварцем и висмутитом. Отдельные золотинки покрыты пленкой гидроокислов железа. В пустотах выщелачивания некоторых образцов встречаются игольчатые формы золота длиной до 1 см. По данным шлихового опробования, содержание свободного золота в окисленных рудах достигает 10 г/т.

С гидроокислами железа и ожелезненными глинами связана большая часть сорбированного золота, высвободившегося при окислении золотосодержащих сульфидов.

Зона окисления кварц-турмалин-пиритовых жил заметно обогащена золотом по сравнению с первичными рудами. По некоторым жилам коэффициент концентрации составляет 5-15. Высокие концентрации золота в окисленных рудах - элювиальные россыпи - связаны с остаточным накоплением свободного золота, а также с наложением вторичного обогащения на первичные золоторудные столбы. Элювиальные концентрации золота были источниками его склоновых, ложковых и аллювиальных россыпей.

Анализ полученных данных по гипергенному обогащению двух месторождений позволяют отметить некоторые особенности.

В зоне гипергенеза выделяются два уровня вторичной концентрации золота: нижний и верхний. Нижний - на Дарасунском месторождении, соответствующий горизонту вторичного золото-сульфидно-

го обогащения, связан с сернокислым выветриванием золотосодержащих сульфидных руд в условиях теплого гумидного климата (верхний мел - палеоген?). В это время происходило активное окисление и выщелачивание сульфидов, миграция и концентрация золота на сульфидном геохимическом барьере - в зоне вторичного сульфидного обогащения. В "сажистых" рудах характерна и остаточная концентрация золота, связанная с уменьшением объемного веса первичных руд до 22%. Древние окисленные руды и руды вторичного золото-сульфидного обогащения подверглись криогенным преобразованиям, и их верхние горизонты соответствуют окисно-сульфатному типу. На этих горизонтах происходило дополнительное перераспределение золота, его остаточная и сорбционная концентрация. В целом в зоне окисления наблюдается наложение криогенной концентрации золота на древнее гипергенное обогащение. Богатые окисленные руды с крупным золотом верхнего уровня отработаны. Они были источником склоновых и аллювиальных россыпей.

На Карийском месторождении зона древнего вторичного сульфидного обогащения и нижний горизонт золотого обогащения отсутствуют. Ярко проявлена только приповерхностная маломощная (5-7 м) не дифференцированная зона окисления окисидного типа. Ее формирование обусловлено криогенными процессами - морозным и сернокислым выветриванием золоторудных тел. На месторождении активно проявлено современное окисление золотосодержащих сульфидов. В надмерзлотных водах в канавах и карьерах, вскрывших кварц-турмалин-пиритовые руды, отмечаются повышенные концентрации золота (0,01-0,1 мкг/л). Криогенное окисление сульфидов обеспечивало постоянный источник растворимых форм золота, которые накапливались в гидроокислах железа, глинах, на сульфидах и самородном золоте.

Подобный механизм обогащения в золоторудных месторождениях тесно связан с деятельностью сульфатных кислых растворов (Питулько, 1976). Сульфатный профиль типичен для большинства зон криогенеза сульфидных руд; признаки развития окисидного профиля проявлены в самом приповерхностном горизонте. Маломощные (до 5-10 м) сульфатно-окисидные зоны окисления, сформировавшиеся в криогенных условиях на месторождениях с подчиненным количеством сульфидов, отличаются широким распространением лимонитов и сульфатов магния, кальция, меди, цинка, алюминия; постоянным присутствием карбонатов; преобладанием метасоматически замещенных ге-

нерадий гипергенных минералов и развитием вторичного золотого и серебряного, фрагментарно сульфидного, обогащения.

В развитии сульфатно-оксидных зон окисления выделяются четыре главных этапа: древней оксидизации, ранней сульфатизации, поздней оксидизации и современной сульфатизации. Этапы сульфатизации и оксидизации в общем виде соответствуют эпохам похолодания и потепления в четвертичном периоде.

В Карийском рудном районе оксидизация зоны криогенеза рудных тел связана с потеплением климата в позднеплейстоценовое межледниковье и современное время, когда происходила активная деградация мерзлоты. Появление свободной воды в окисленных рудах усилило гидратацию и растворение сульфатов ранних холодных этапов, локально возникли сернокислые растворы. Выделение теплоты при растворении сульфатов усилило вытаивание льда в рудных телах, проникновение вод на глубину. Концентрированные сернокислые растворы интенсивно выщелачивали руды и их первичные оксиды, способствовали миграции и концентрации золота, связанного с гидроокислами железа. Перераспределение (мобилизация и концентрация) золота происходило в основном в объеме рудных тел и золотоносных околорудных метасоматитов. Накопление растворимого золота в зоне криогенеза связано в основном с лимонитами.

В результате морозного и сернокислого выветривания рудных тел в деятельном слое на уровне грунтовых вод происходило и активное высвобождение крупного золота. Здесь концентрировалось как свободное, так и сорбированное гидроокислами железа и глинами золото.

Таким образом, сопоставляя рассмотренные особенности гипергенного обогащения на двух месторождениях с результатами исследований на других золоторудных объектах Восточного Забайкалья, можно отметить, что принципиальная модель вторичного золотого обогащения включает два уровня концентрации. Нижний – связан с образованием зоны вторичного сульфидного обогащения в эпоху теплого гумидного климата позднего мела – раннего кайнозоя. Выраженность этого уровня неодинакова: от аномально мощного горизонта на Дарасунском месторождении до полного отсутствия на многих месторождениях.

Приповерхностный уровень концентрации золота в зоне криогенеза золоторудных месторождений имеет региональный характер.

Он повсеместно распространен на золоторудных месторождениях Забайкалья, Прибайкалья и Восточного Саяна. Особенно ярко эффект криогенной концентрации золота выражен над рудными телами золото-кварцевой и золото-сульфидно-кварцевой формации.

На месторождениях Восточного Забайкалья выделяется парагенетический ряд элювиальных, склоновых и аллювиальных россыпей. При этом криогенные процессы разрушения золоторудных месторождений, высвобождение золота и его концентрация и мобилизация в элювиально-склоновую стадию были ведущими во второй половине четвертичного периода, когда в Забайкалье установилась многолетняя мерзлота. На золоторудных полях криогенные склоновые процессы — преимущественно различные типы солифлюкции — были главными агентами транспортировки золота со склонов в водотоки, обеспечивали формирование склоновых (ложковых) и аллювиальных россыпей позднечетвертичного и голоценового возраста. Серодированные горизонты вторичного золото-сульфидного обогащения на многих месторождениях являлись одним из основных коренных источников в ранние этапы россыпеобразования (отложения "белесой" толщи и её возрастных аналогов).

Д. И. Царёв

ПЕРСПЕКТИВЫ ПОИСКОВ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
В ЗОНАХ МЕЗОZOЙСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ
НА ТЕРРИТОРИИ ЗАБАЙКАЛЬЯ

Многолетние исследования рудных месторождений Озёрнинского рудного узла в Западном Забайкалье привели нас к твёрдому убеждению, что, несмотря на нижнекембрийский возраст рудовмещающей толщи, оруденение сформировалось в мезозое. Разведка этих месторождений, в числе которых находится Озёрное колчеданно-полиметаллическое, и поиски других рудных объектов производились с позиции сингенетичности или незначительного отставания рудообразования от формирования вулканогенно-осадочных пород. Господствующая гипотеза гидротермально-осадочного стратиформного колчедан-

ного рудообразования, культивируемая в различных регионах и странах, подавила массой своих приверженцев сторонников других взглядов на эти процессы, привела к примитивизму в науке о рудообразовании, свела её в основном к изучению вещественного и минерального составов и внутреннего строения рудных тел, как главных генетических признаков. Естественно, определялись и морфология рудных тел, и их взаимоотношения с вмещающими горными породами, но, как правило, схематично, без особого внимания к изучению взаимоотношений структурных элементов рудных тел и вмещающих горных пород, к взаимоотношению даек и рудных тел, разрывных нарушений и оруденения, метасоматизма и оруденения.

Практика показывает, что эта гипотеза привела в тупик и теорию образования стратиформных месторождений, и поисково-прогнозные работы. Последние перестали руководствоваться научными геологическими выкладками и полностью перешли на чисто эмпирические предпосылки - геофизические и геохимические аномалии. Как правило, поиски рудоносных горизонтов с позиций гидротермально-осадочного рудообразования после открытия разрозненных рудных объектов не приводили к успеху. На это впустую затрачивались колоссальные средства. Примером могут служить многие регионы, особенно Восточный Казахстан и Забайкалье (Озёрнинский рудный узел). Даже увязанные в пласты рудные тела многих отдельных месторождений Восточного Казахстана при эксплуатации не подтвердили свои запасы и морфологию. То же самое произошло со "стратиформными" месторождениями железа в Горной Шории. Все они оказались не пластовыми, а сложной морфологии и не осадочного, как полагали, а метасоматического происхождения.

По происхождению колчеданных месторождений вообще и по Озёрнинскому узлу, в частности, нами опубликован ряд статей и две монографии (Царёв, 1978, 1983; 1986; 1987; 1990; Царёв, Фирсов, 1986, 1988).

Месторождения Озёрнинского рудного узла явились эталонами для выяснения происхождения и локализации рудных объектов в земной коре региона. Узел представляет собой комплекс рудных месторождений и рудопроявлений свинца, цинка, железа, барита, бора, молибдена, залегающих в одном останце вулканогенно-осадочных горных пород нижнего кембрия среди обширного поля палеозойских гранитов. Этот останец совместно с другими палеозойскими остан-

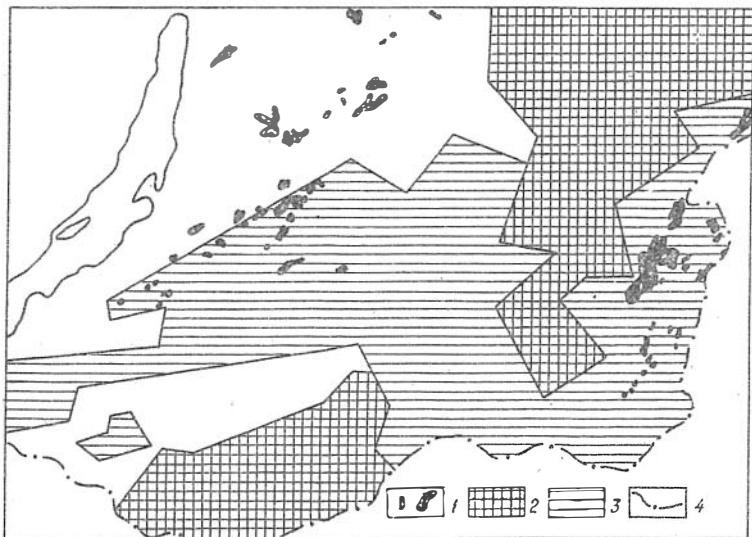


Рис. I. Карта распространения останцов палеозойских горных пород и обобщённых контуров площадей выходов мезозойских интрузивных пород в Забайкалье:

I - палеозойские останцы; площади распространения интрузивов: 2 - высокой плотности (40 %), 3 - низкой плотности (1-5 %); 4 - государственная граница.

цами Западного Забайкалья образует шлейф, вытянутый в СВ направлении вдоль Удино-Витимской мезозойской структурной зоны (рис. I). К северо-востоку этот шлейф прерывается, а затем палеозойские останцы в виде кольца окаймляют выступ палеозойских гранитов уже за пределами развития мезозойских отложений.

Второй шлейф палеозойских останцов прослеживается также в СВ направлении в Восточном Забайкалье вдоль р. Аргунь. К этим останцам приурочены Приаргунские полиметаллические месторождения. Центральная часть Забайкалья лишена палеозойских пород. Здесь, кроме гранитов, в основном размещаются останцы архейских и протерозойских метаморфических образований.

Мезозойские отложения, расположенные в основном во впади-

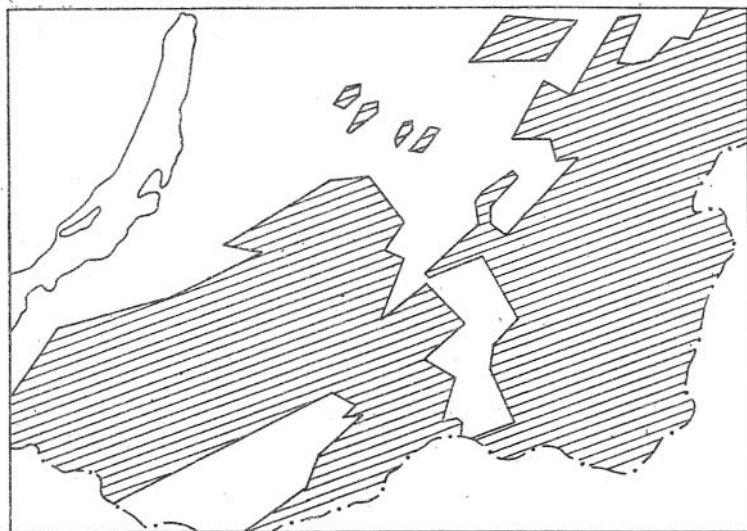


Рис.2. Обобщённые контуры распространения мезозойских отложений в Забайкалье.

нах, ограниченных разломами СВ простирания, распространены на юго-востоке-востоке Забайкалья. Северная и центральная части территории практически лишены их (рис.2).

Мезозойский интрузивный магматизм наиболее интенсивно распространён и имеет самые крупные выходы тел на дневную поверхность на ЮЗ и СВ территории Забайкалья. На северо-западе и отдельном участке юга мезозойский интрузивный магматизм не развит, на остальной территории его проявление умеренное, в виде редких и, как правило, небольших тел (см. рис.1).

Палеозойские останцы осадочных и вулканогенно-осадочных пород располагаются на окраинах полей распространения мезозойских отложений или за их пределами и в районах слабого развития мезозойского интрузивного магматизма, который в них проявлен в виде даек и субвулканических тел порфиров, порфиритов, долеритов.

Известные месторождения и рудопроявления полиметаллов в Западном и Восточном Забайкалье располагаются в основном в палео-

зойских останцах и реже в мезозойских отложениях. Так, например, в западном шлейфе среди палеозойских пород залегают месторождения и рудопроявления Озёрнинского рудного узла (Озёрное, Ульзутуй-Г, Назаровское, Звёздное, Магнетитовое-Солонго, Гундуйское и ряд рудопроявлений), Сосново-Озёрского и Харасанского рудных узлов (Сосновское, Берёзовая Грива, Укыр, Холой, Ехи-Горхон) Кыджимитского, Курбинского, Худасского, Абагинского, Зангодинского и Доватского. Среди мезозойских пород здесь известно одно Восточно-Эгитинское месторождение полиметаллов, связанное с трубчатой брекчиевой структурой.

Среди палеозойских пород западного шлейфа, кроме полиметаллов, имеется крупное месторождение флюорита (Эгитинское), рудопроявления апатита, железа и др.

В восточном приаргунском шлейфе палеозойских останцов известны, и многие из них с давних пор эксплуатируются, свинцово-цинково-серебряные месторождения: Кличкинские, Александрово-Заводские, Алгачинские, Чупинские, Почекуевское, Широкинское, Благодатское и др.

За пределами вышеуказанных шлейфов палеозойских (главным образом нижнепалеозойских) останцов осадочных и вулканогенно-осадочных пород сколько-нибудь значительных скоплений полиметаллических руд нам не известно. Из такого положения напрашивается вывод, что полиметаллическое оруденение Забайкалья пространственно связано с палеозойскими горными породами, непосредственно залегает в них и иногда поблизости в мезозойских отложениях. Кроме того, шлейфы палеозойских останцов с полиметаллическим оруденением вытянуты вдоль тектонических структур, вмещающих мезозойские отложения. В северо-западной части Забайкалья в останцах палеозойских горных пород, удалённых от мезозойских отложений и ориентированных вкрест мезозойских структур, полиметаллического оруденения не известно. Следовательно, оно тяготеет, кроме палеозойских пород, ещё к мезозойским структурам. Приуроченность полиметаллического оруденения к мезозойским структурам и наличие его (хотя и немного) в мезозойских отложениях наводит на мысль о мезозойском его возрасте. Но там, где широко развиты мезозойские интрузивные тела, полиметаллические месторождения в Забайкалье неизвестны (см. рис. I). Не обнаружены они и среди обширных полей мезозойских отложений. В Западном и в Восточном Забайкалье от-

дельные рудоносные палеозойские останцы располагаются в горстах, обычно ограниченных грабенами, выполненными мезозойскими отложениями. Там, где горсты глубоко эродированы, т.е. не содержат слабо метаморфизованных пород фундамента, там полиметаллические месторождения не встречаются.

По вышеприведённым данным можно сделать вывод, что полиметаллические месторождения Забайкалья приурочены в основном к нижнепалеозойским породам осадочного и вулканогенно-осадочного происхождения. Из этого вывода напрашивается ещё один: полиметаллическое оруденение Забайкалья имеет палеозойский возраст, т.е. возраст вмещающих горных пород, а встречающаяся в мезозойских отложениях руда ничего общего по времени образования с последними как будто не имеет. Наличие стратиформного оруденения в палеозойских горных породах, как например Озёрное месторождение, убеждает многих в его сингенетичности с вмещающими отложениями, т.е. в его гидротермально-осадочном генезисе.

Казалось бы, это логичный вывод и сомнений быть не может. Однако во многих останцах палеозойских отложений, находящихся в зоне мезозойских структур, встречается полиметаллическое оруденение. Следовательно, с позиций сингенетичности нужно полагать, что в палеозое, особенно в нижнем, полиметаллическое рудообразование было почти повсеместным. Такое положение мало вяжется с логикой представлений о рудообразующих процессах. Выявить истину можно только с привлечением детальных исследований по отдельным конкретным рудным объектам.

Детально нами изучены месторождения Озёрнинского рудного узла в Западном Забайкалье, особенно Озёрное колчеданно-полиметаллическое, наиболее крупное из всех известных в данном регионе рудных объектов.

Озёрнинский рудный узел

I. Структурная позиция. Региональной структурой, в состав которой входит Озёрнинский рудный узел, является Удино-Витимская металлогеническая зона, окончательно сформированная в неогене.

Рудовмещающей структурой является горст второго порядка северо-восточного простирания, ограниченный с северо-запада Зазин-

ской, а с юго-востока Еравнинской впадинами, выполненными мелочными терригенными и вулканогенными образованиями.

Рудовмещающими породами являются нижнекембрийские вулканогенные, вулканогенно-осадочные породы и известняки фундамента поднятого мегаблока, который местами перекрыт вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями мезозойского чехла.

Оруденение контролируется зонами разрывных нарушений, дробления, расщепления, пологими срывами и надвигами. Рудные тела часто локализируются в участках пересечения разломов северо-восточного и субмеридионального простирания. Протяженность их контролируется дорудными дизъюнктивами северо-западного и субширотного направлений как экранирующими структурами, около которых многие рудные тела меняют морфологию и содержания полезных компонентов.

2. Литолого-стратиграфический контроль. Все типы оруденения в различной мере подчиняются литологическому контролю: чаще всего рудные тела пластовой формы залегают в контактовых зонах известняков с силикатными породами (эффузивами, туфами, туфитами, интрузивными телами). Колчеданно-полиметаллические руды, замещающая тонкослоистые туфиты, унаследуют их слоистую текстуру, нередко даже гранулометрию обломочного силикатного материала. Такие рудные тела являются типичными стратиформными (в смысле морфологии). Рудные тела в карбонатных породах (сидеритизированных и доломитизированных известняках) имеют невыдержанные мощности и содержания рудных компонентов, разнородную текстуру и структуру руд, сложные контакты с вмещающими породами (апофизы, облекание блоков пород, брекчированность и т.д.). В таких случаях рудные тела стратиформными назвать трудно.

Литологический контроль оруденения в какой-то степени обуславливает стратиграфический контроль: подавляющая часть оруденения приурочена к верхней подсвите одынской свиты нижнего кембрия, так как в ней сосредоточена основная масса известняков. Верхняя подсвита сохранилась от эрозии в большей мере в синклиналильных прогибах и опущенных блоках, поэтому в них сосредоточена большая часть оруденения.

3. Магматический контроль. Все типы оруденения локализируются в приконтактных зонах интрузивных тел.

Колчеданно-полиметаллические месторождения и рудопроявления

(Озёрное, Звёздное, Ульзутуй-1 и 2, Солнечное, Октябрьское, Таёжное), барит-полиметаллическое Гундуйское, барит-медно-железное Турхульское, медно-железное Аришинское месторождения приурочены к экзоконтактовым зонам субвулканических тел (флюидопорфиров).

Железорудные (апатит-магнетитовые) месторождения Гурвунур и Северный Гурвунур и колчеданно-цинково-железорудное месторождение Назаровское располагаются в экзоконтактах кварцевых диоритов. Железородно-цинковое месторождение Магнетитовое-Солонго размещается в экзоконтактной зоне лейкократовых гранитов.

Озёрное, Назаровское и Звёздное месторождения расположены среди массы даек основного и кислого составов преимущественно мезозойского возраста и в подавляющей части определены как дорудные. Многие рудные тела Назаровского месторождения приурочиваются к контактам даек долеритов.

4. Метасоматический контроль. Все месторождения и рудопроявления Озёрнинского рудного узла контролируются метасоматитами. Полиметаллические месторождения и рудопроявления располагаются среди кислых метасоматитов зоны выщелачивания (кварц-серицитовых, кварц-альбит-серицитовых, кварц-калишпат-серицитовых пород, кварцитов), переходящих в метасоматиты зоны осаднения (кварц-сидеритовые, кварц-доломитовые, кварц-хлорит-сидеритовые, сидеритовые, доломитовые, анкеритовые, кварц-сидерит-магнетитовые, кварц-сидерит-пиритовые).

Железорудные, цинково-железорудные месторождения контролируются и скарнами, и околоскарновыми роговиками, и альбититами, и кварц-серицит-альбитовыми, кварц-серицит-калишпатовыми метасоматитами. Если железородное месторождение Магнетитовое-Солонго расположено между зонами высокотемпературного кислотного выщелачивания (гранитизации) и зоной осаднения (скарнами), то барит-медно-железорудное месторождение Турхул - между зонами скарнирования и кварц-серицитовых метасоматитов. Следовательно, месторождения с преобладанием железной специализации обычно связываются со скарнами и с кварц-серицитовыми, кварц-мусковит-полевошпатовыми метасоматитами высоких температур.

Молибденовое оруденение связано со скарнами и с грейзенизацией гранитов, апатитизация находится в парагенезисе с магнетитовым оруденением и отмечается как в руде, так и в изменённых диоритах.

Приведённые факты убедительно доказывают гидротермально-метасоматический генезис всего оруденения Озёрнинского рудного узла, в том числе и так называемого стратиформного Озёрного колчеданно-полиметаллического месторождения. Взаимоотношения оруденения с мезозойскими дайками и субвулканическими порфирами, а также палеомагнитные исследования указывают на его мезозойский возраст (Житков, Кравчинский, 1985). Возникает вопрос: почему мезозойское оруденение располагается в основном в палеозойских отложениях?

Литологический фактор оруденения Озёрнинского рудного узла указывает на приуроченность большинства рудных тел месторождений разного типа к зонам контактов карбонатных пород с силикатными. Такая же картина наблюдается и во многих других палеозойских останцах как в Западном Забайкалье, так и в Восточном. Безусловно, для полиметаллического оруденения сходная обстановка могла бы быть и в более древних породах. В Приаргунье на отдельных полиметаллических месторождениях некоторые геологи считают, что вмещающие карбонатные и силикатные породы имеют протерозойский возраст. И тем не менее, протерозойские горные породы претерпели большой метаморфизм и менее подвержены метасоматическому замещению, чем более свежие породы. Да и карбонатных пород в протерозое и архее региона меньше, чем в палеозое.

В Приаргунье так же, как и в Удино-Витимской металлогенической зоне, полиметаллическое оруденение связано с малыми интрузиями: порфирами, субвулканическими и гипабиссальными гранитами мелового возраста. Вот почему в полях развития более крупных выходов интрузий мезозойского возраста не встречаются полиметаллические месторождения (см. рис. I).

Геологические условия формирования полиметаллического оруденения

Опыт геологов-рудников показывает, что оптимальная глубина формирования месторождений цветных металлов колчеданного типа, медистых песчаников и сланцев, свинца и цинка в карбонатных породах — до 2 км. Максимальная глубина образования безэкранных крутопадающих рудных тел достигает иногда 5 км.

Локализация гидротермально-метасоматического оруденения, как и безрудных метасоматических пород, чаще всего происходит в контактовых зонах различных по физическим, химическим и структурным свойствам горных пород, т.е. когда одна горная порода имеет лучшие фильтрационные свойства (более высокую проницаемость), чем соседняя с ней, или когда, при равной проницаемости, одна порода нейтральна (равновесна) к фильтрующемуся раствору, а соседняя с ней химически активна (неравновесна).

В первом случае могут быть и разновозрастные пласты горных пород, но разного минерального или гранулометрического состава, различной сплошности (трещиноватости, пористости), и разновозрастные, например, осадочные или вулканогенные и интрузивные, а также горные породы, залегающие с угловым или стратиграфическим несогласием. Обычно древние породы более дислоцированы, чем молодые, и являются лучшими флюидопроводниками. Молодые же осадки перекрывающие древние, в таких случаях играют экранирующую роль. Фильтрация растворов в горных породах вдоль водоупорных горизонтов хорошо освещена в литературе по гидрогеологии и в специальных работах по фильтрации растворов в пористых средах. При метасоматических процессах зоны фильтрации те же самые, лишь вносится поправка на разуплотнение горных пород при повышенных температурах.

Подавляющее большинство рудных месторождений гидротермально-метасоматического происхождения формируется в зонах сочленения фундамента и чехла. Фундамент, в большинстве случаев, является более проницаемой частью земной коры, в сравнении с чехлом который, в основном, выполняет роль экрана. Оруденение образуется или в фундаменте, или в чехле, или там и там одновременно. Всё зависит от относительной проницаемости и химической активности горных пород:

– если проницаемость и химическая активность фундамента и чехла одинаковы, то оруденение будет формироваться с обеих сторон поверхности несогласия (проницаемой зоны) как в фундаменте, так и в чехле;

– проницаемость фундамента и чехла одинакова, а химическая активность разная: оруденение возникает там, где имеются наиболее химически активные для данного раствора горные породы;

– горные породы в чехле более проницаемы, чем в фундаменте,

химическая активность одинакова: рудные тела образуются в чехле;

- фундамент более проницаем, чем чехол, при равной химической активности: оруденение формируется в фундаменте и в чехле;
- фундамент более проницаем, чем чехол, химическая активность горных пород выше в фундаменте: рудные тела в фундаменте образуются чаще, чем в чехле.

Приведенные положения о проницаемости и химической активности не исчерпывают всех нюансов локализации рудных тел в фундаменте и чехле. Важно то, что при наличии фундамента и чехла оруденение в большинстве случаев формируется невдалеке от их сочленения. Это является одним из важных поисковых признаков. Там, где имеется мощный чехол или глубоко эродированный фундамент, проводить поиски на многие типы полезных ископаемых, особенно на полевые металлы, не имеет смысла.

Озёрнинский рудный узел, несмотря на небольшую площадь палеозойского останца (около 250 км²), так обильно начинён рудными образованиями потому, что он интенсивно инъецирован дайковыми и субвулканическими мезозойскими интрузиями, имеет контрастные по химической активности и проницаемости горные породы и неглубокий эрозионный срез. Доказательством последнего являются останцы мезозойского чехла вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород, сохранившихся в С-СЗ части рудного узла - палеозойского фундамента.

На основании изучения Озёрнинского рудного узла установлено, что полиметаллическое оруденение локализуется возле субвулканических тел флюидопорфиров, а именно, в апикальных их частях. Поэтому распространение полиметаллического оруденения в регионе, судя по рис. I, совпадает с контурами площадей мелких рассеянных выходов интрузивных тел мезозойского возраста и частично даже уходит за пределы этих контуров (последнее связано с тем, что небольшие субвулканические тела невозможно изобразить на мелко-масштабных картах). Отсутствие значительного полиметаллического оруденения в контурах площадей широкого развития мезозойского интрузивного магматизма свидетельствует о глубоком эрозионном срезе в этих участках земной коры (см. рис. I).

Палеогеографические данные
о распространении полиметаллического оруденения в Забайкалье

Анализируя геологическую карту (см. рис. I, 2), можно составить некоторые представления о глубинах эрозионного среза земной коры в исследуемом регионе. Судя по рис. I, можно сделать предварительное заключение о том, что в истории развития региона восточная и западная части его, начиная с верхнего палеозоя, меньше подверглись денудации, чем центральная часть. Об этом свидетельствует отсутствие останцов палеозойских пород в центральной части. Но когда произошла эта денудация: до мезозойской активизации или после неё? Наличие в центральной части региона мелких рассеянных выходов мезозойских интрузивных пород (см. рис. I) свидетельствует о том, что после мезозоя эрозионный срез коры здесь был незначительным, но останцов палеозойских пород не сохранилось. Следовательно, если палеозойские отложения здесь были, то они денудированы в домезозойское время. Исследуя же поля развития мезозойских отложений (см. рис. 2), видим, что в центральной части они почти отсутствуют, а в северо-западной отсутствуют полностью. Это подтверждает вывод, что интенсивная денудация земной коры в центральном участке и на северо-западе региона происходила ещё в домезозойское время. На северо-западе совсем не встречается ни мезозойских отложений, ни мезозойских интрузий. Этот район или вообще не подвергался мезозойской активизации, или испытал интенсивное воздымание и денудацию в кайнозое.

Домезозойское полиметаллическое оруденение, если оно было развито, в основном уничтожено метаморфическими процессами и денудацией. Могли только в какой-то мере сохраниться месторождения с крутопадающими рудными телами, которые обычно имеют значительную протяжённость по падению. При этом такие месторождения формируются и в метаморфических породах, размещаясь в зонах расщепления и дробления. Для таких месторождений характерны шовные прогибы, сохранившиеся от всепоглощающей гранитизации. Гранитизация на флангах прогибов и на значительных глубинах в троговых частях способствует рудообразованию в больших масштабах. Оно возникает за счёт переработки пород основного и ультраосновного составов, изобилующих в прогибах, и выноса из них трансмагматическими флюидами рудных компонентов: свинца, цинка, железа, меди

и др. В Северном Прибайкалье к таким рудным объектам можно отнести Холоднинское колчеданно-полиметаллическое месторождение, на Урале - медноколчеданно-цинковые и железорудные месторождения Магнитогорского синклиория.

Каждый палеозойский останец стратифицированных толщ среди массы гранитов - это тот же реликт прогиба более высокого порядка, сохранившийся от гранитизации. Чем больше в этом участке было горных пород (интрузивных и эффузивных) повышенной основности, тем перспективнее останец на полиметаллическое и железное оруденение. На Озёрнинском останце в реликтах среди гранитоидов сохранился атарханский габбро-диоритовый интрузивный комплекс и андезитобазальтовые порфириды ольдининской свиты нижнего кембрия. Пути стока трансмагматических флюидов, несущих петрогенные и рудные компоненты, отмечены на Озёрнинском рудном узле телами флюидопорфиров и окружающими их ореолами метасоматитов, в том числе и рудных.

Рекомендации общего направления поисков полиметаллического оруденения

Изложенный материал позволяет, как нам кажется, более обоснованно осуществлять прогноз полиметаллического оруденения на территории Забайкалья. Для этого необходимо проводить следующие предварительные работы и разбраковки поисковых участков:

- геологическое картирование с выделением останцов палеозойских горных пород среди гранитоидного магматизма на площадях развития мезозойской активизации земной коры;
- детальное геологическое картирование останцов палеозойских пород и их окружения;
- особое внимание следует уделить останцам с минимальным послемезозойским эрозионным срезом, признаками которых являются: отсутствие крупных и многочисленных выходов мезозойских интрузивных пород, наличие останцов чехла мезозойских отложений на останцах палеозойских пород;
- перспективы палеозойского останца на оруденение увеличатся, если он сложен контрастными по физическим свойствам породами: карбонатными и силикатными, осадочными и магматическими;

- наличие многочисленных мелких мезозойских магматических инъекций (даек, субвулканических тел), развитие широких площадей метасоматитов кислотного выщелачивания и метасоматитов осаждения (доломитизации, сидеритизации, анкеритизации, хлоритизации, баритизации, пиритизации) ещё более повышают перспективы останца;

- при наличии вышеуказанных признаков перспективность возрастает ещё более, если среди пород останца встречаются субвулканические тела порфиров (флюидопорфиров): их апикальные части (короны), окружённые метасоматитами, нередко соседствуют с оруденением, сами короны флюидопорфиров тоже бывают оруденелыми (Царёв, Фирсов, 1986).

Многочисленный магматизм и метасоматизм перераспределяют рудные компоненты между расплавом и флюидом, горной породой и флюидом. Заключительным этапом рудообразования является концентрация ранее рассеянного рудного компонента в рудные тела промышленных характеристик. Эта концентрация часто осуществляется гидротермами, образованными за счёт разогрева магматическими телами вадозных подземных вод зоны фильтрации и экранирования.

При поисковых работах эти факторы нужно уметь определять и учитывать.

Генеральное направление поисков новых месторождений полиметаллов должно ориентироваться на останцы палеозойских и мезозойских пород в совместном двухъярусном залегании среди полей гранитоидов с обязательным наличием в породах фундамента инъекций основной и кислой магмы. Следует, на наш взгляд, более пристально изучать не только фундамент, но и мезозойский чехол в основании, так как в нём могут встречаться секущие и стратиформные месторождения. На Озёрнинском рудном узле перспективными для поисков оруденения территориями, по нашему мнению, являются северная и северо-западная части останца, уходящие под чехол мезозойских отложений.

Г.С.Ришп, В.Г.Куницын
ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ
ОЗЕРНИНСКОГО РУДНОГО УЗЛА

Озернинский рудный узел площадью около 200 км² расположен в пределах останца осадочных, вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород нижнепалеозойского возраста, заключенного в палеозойских гранитах. Он сложен известняками, кремнистыми, известковистыми и углистыми туффиитами, туфами с субвулканическими телами кислого, среднего и основного составов. Породы участками прорваны небольшими штоками гранитов, граносиенитов, дайками пород кислого, среднего, субщелочного и основного составов.

На территории рудного узла обнаружено большое количество проявлений существенно железных, серно-колчеданных, колчеданных свинцово-цинковых и полиметаллических руд. Весьма широко здесь представлены залежи железистых и железисто-магнезиальных карбонатов (сидеритов, анкеритов, доломитов), представляющих нередко объекты с практически интересными запасами (месторождения Туркул, Озерное, Аришинское). Среди железорудных месторождений распространены также скарновая и водно-силикатная формации.

В пределах большинства проявлений и месторождений распространена сульфидная и сульфатная минерализация. Исключая скарновые железорудные, на остальных проявлениях железа, а также на колчеданных, присутствует баритовая минерализация, реже проявления ангидрита и гипса.

Баритовая минерализация представлена несколькими вещественными и морфологическими типами. Это — линзы и залежи, прожилково-вкрапленная минерализация, тесно ассоциирующая с сидеритами, анкеритами и железистыми доломитами, а также прожилки и жилы в различных по составу породах. Баритовые тела часто подстилают колчеданные свинцово-цинковые и серно-колчеданные залежи (Озерное, Гундуйское, Аришинское). С ними ассоциируют магнетит, гематит, пирит и халькопирит.

На площади рудного узла впервые для региона проведены комплексные минералого-геохимические исследования с привлечением ряда специфических методов. Помимо традиционного изучения вещества, на большинстве объектов определен изотопный состав сульфидной и сульфатной серы, кислорода и углерода в карбонатах, строн-

ция в безрубидиевых минералах, свинца в галенитах. С помощью различных геотермометров определены температуры образования руд и их последующего метаморфизма. Это позволило выявить многие особенности формирования разнотипного оруденения, а также установить существование изотопно-геохимической зональности в пределах рудного узла.

Неоднородности в распределении вещественных ассоциаций, состава минералов и их свойств в пределах рудных тел, месторождений и рудного узла в целом были обусловлены первичной зональностью и усложнены последующим пострудным метаморфизмом (вторичная зональность).

Главной причиной, определившей состав и распределение минеральных парагенезисов, явилось сочетание фациальной и полиасцендентной зональности. С первой из них связана, в частности, эволюция состава железистых и железисто-магнезиальных карбонатных стратиформных залежей от подошвы к кровле и по латерали. Здесь отчетливо проявилась тенденция смены высокожелезистых марганецсодержащих карбонатов начальных стадий и эпицентров образования залежей маложелезистыми и магнезиальными на периферии и в заключительные стадии.

Этой же причиной обусловлена смена сульфатных, окисных и сульфидных минеральных ассоциаций.

Кроме изменения физико-химических условий рудоотложения, важную роль в первичной зональности играли количественные соотношения вещества, вовлеченного из различных источников, что отчетливо фиксируется комплексными изотопными исследованиями.

Вторичная зональность на месторождениях и в рудных телах, связанная с процессами их метаморфического преобразования, фиксируется многочисленными признаками. Она обусловлена воздействием магматических пород непосредственно в контактовых частях, а также по зонам повышенной проницаемости. Наибольшее влияние оказали граниты, которые включают в себя Озернинский останец вулканогенно-осадочных пород. С использованием различных геотермометров получены изограды термального воздействия, минимум которого расположен в центральной части останца; на глубину, к краевым частям останца и в контактовых ореолах интрузий изменения руд и пород достигают максимума (рис. I). Эти изменения фиксируются появлением новых минералов и минеральных парагенезисов (например,

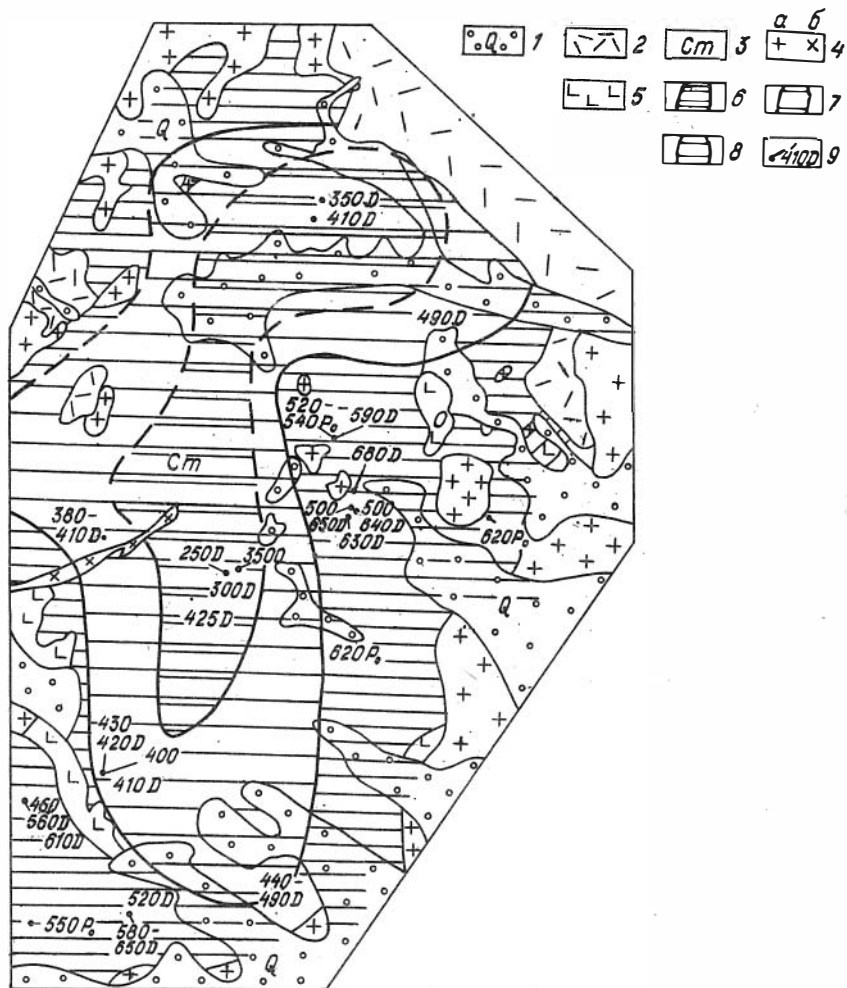


Рис. I. Изограды температур метаморфизма в породах Озеринского рудного узла:

I - четвертичные отложения; 2 - вулканиты Паган-Хунтейского комплекса; 3 - вулканогенные и осадочные породы кембрия; палеозойские: 4 - граниты (а) и граносиениты (б); 5 - диориты, гранодиориты; площади с температурами метаморфизма: 6 - ниже 400°C , 7 - $400-500^{\circ}\text{C}$, 8 - выше 500°C ; 9 - значения температур, полученные по геотермометрам - кальцит-доломитовому (Д) и пирит-пирротитовому (P₀).

турмалина, биотита, граната, целззиана), декарбонатизацией, амфиболитизацией или хлоритизацией пород, мушкетовитизацией или мартитизацией окисных соединений железа, образованием пирротина за счет пирита, перекристаллизацией и переотложением рудных и жильных минералов, сопровождающимися, в частности, изменением их состава (уменьшение железистости анкеритов, доломитов, сидеритов). Происходит также изменение величины термоЭДС пиритов, смена дырочной и смешанной проводимости на электронную.

Температурная зональность коррелируется с составом вторичных минеральных парагенезисов. Пирротинизация пирита, мушкетовитизация гематита; замещение сульфидов и железистых карбонатов магнетитом, появление биотит-гранатового парагенезиса, декарбонатизация характерны для внешних зон останца и его глубоких горизонтов. Во внутренних зонах и верхних этажах проявились хлоритизация, карбонатизация, перекристаллизация и переотложение части минералов.

Анализ карбонатов пластовых залежей позволил установить среди них широкие вариации содержаний железа, марганца, магния и кальция. Помимо кальцитов, доломитов, сидеритов, анкеритов присутствуют разности, обогащенные марганцем, а также минеральные виды переменного состава.

В распределении карбонатов устанавливается отчетливая зональность. Она проявилась в том, что вдоль линии, пересекающей Озернинский узел с юга на северо-северо-восток, вытягивается полоса высокожелезистых карбонатов (от участка Туркул через месторождения Аришинское, Озерное-Октябрьское к Ульдзутуйскому). Это залежи сидеритов и анкеритов с высоким Fe/Mg отношением (обычно более 1). Они сопровождают участки колчеданно-полиметаллического оруденения или представлены автономно. Важной особенностью карбонатов является постоянное присутствие марганца. К западу и востоку от этой осевой линии распространены доломиты и маложелезистые анкериты. Аналогичная зональность проявлена и в достаточно мощных карбонатных залежах осевой зоны.

Изучение на площади 17 участков изотопного состава кислорода и углерода кальцитов, анкеритов, доломитов и сидеритов выявило следующие наиболее важные особенности. В целом отмечается симбатное изменение $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в хемогенных известняках. Величины их находятся в интервале значений, характерных для нижнепалеозойских морских карбонатов.

Углерод массивных пластовых залежей сидеритов, анкеритов, доломитов также идентичен углероду карбонатов морских осадков. Отмечается лишь в отдельных случаях небольшое поступление углерода из другого резервуара, обогащенного легким изотопом. Причем, повышенное поступление такого (эндогенного) углерода фиксируется главным образом вдоль осевой зоны, на площади которой сформировались колчеданные, свинцово-цинковые и сидеритовые залежи (участки Озерное, Звездное, Васильевский).

В карбонатных железисто-магнезиальных породах периферийных участков (Туркул, Ульдзутуй-2, северный фланг Назаровского, южный фланг Гундуйского) величина $\delta^{13}\text{C}$ идентична значениям осадочных известняков морского происхождения (рис. 2).

Изотопный состав кислорода карбонатов варьирует от +12,6 до +24,5 ‰. Наибольшей обогащенностью тяжелым изотопом отличаются известняки. Значения $\delta^{18}\text{O}$ их несколько ниже, чем в известняках нижнего палеозоя. Сидериты, анкериты и доломиты изотопно облегчены на 3–9 ‰. Такой изотопный состав при седиментации в условиях морского палеобассейна мог сформироваться при осаждении из растворов, имеющих температуру от 70 до 150 °C.

Карбонаты из участков перекристаллизации, а также прожилков (кальциты, анкериты, сидериты) сохранили изотопный состав кислорода и углерода первичных массивных пород.

Выявленную закономерность в распределении состава карбонатов на площади рудного узла можно интерпретировать как фациальную зональность относительно осевой линии, вдоль которой происходила разгрузка гидротерм.

Наиболее важными особенностями, установленными в результате изучения изотопного состава серы сульфидов и сульфатов, представляются следующие.

1. Сульфиды колчеданных свинцово-цинковых руд имеют утяжеленный и весьма гетерогенный изотопный состав. Он варьирует от +8 до +27 ‰ (Озерное, Звездное, Ульдзутуй). Система сульфидов свинца, цинка и железа, как правило, изотопно неравновесна в каждой конкретной точке, хотя степень обогащения ^{34}S пиритов обычно выше, чем сфалерита и галенита.

2. Автономные серно-колчеданные залежи, не сопровождающиеся свинцом и цинком и в том числе на колчеданно-полиметаллических месторождениях, имеют серу гомогенную, незначительно откло-

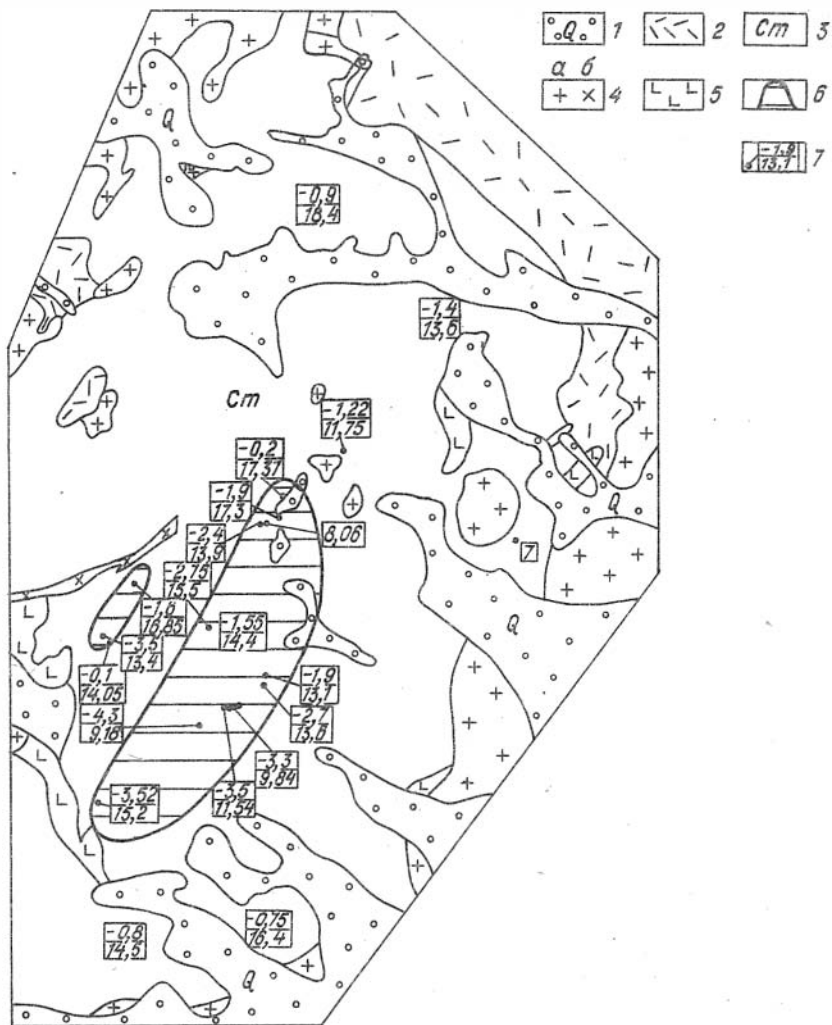


Рис.2. Схема распределения изотопного состава углерода и кислорода в железисто-магнезиальных карбонатах Озернинского рудного узла:

Усл. обозн. 1-5 см. рис.1; 6 - участок обогащенный легким изотопом углерода; 7 - значения $\delta^{13}C \text{ ‰}$ (над чертой) и $\delta^{18}O \text{ ‰}$ (под чертой).

няющуюся от метеоритного уровня ($\delta^{34}\text{S}$ от $-3,2$ до $+4$ ‰), что свидетельствует об еще одном, совершенно ином (явнелильном) источнике серы. Пириты этих двух групп также резко отличаются термoeлектрическими свойствами - дырочная проводимость характерна для колчеданно-полиметаллических руд, электронная - для серно-колчеданных.

3. Среди железорудных месторождений выделяются две группы. Сера сульфидов скарных месторождений (пирит, сфалерит, пирротин, халькопирит) в целом гомогенна и изотопно утяжелена на $4-8$ ‰ относительно метеоритного стандарта (Солонго, Назаровское). Сера пирита и халькопирита из карбонатных железных руд и магнетитовых водно-силикатных гетерогенна и обогащена тяжелым изотопом на $10-23$ ‰.

4. Поле распространения сульфидов с серой изотопно тяжелой и гетерогенной тяготеет, как и в случае с железистыми карбонатами, к зоне, протягивающейся от участка Туркул к Ульдзутуйскому месторождению (рис.3). К этой же зоне приурочены сульфидопроявления с серой, близкой к метеоритному уровню. Минерализация с иным изотопным составом фиксируется за пределами этой зоны.

5. Величина $\delta^{34}\text{S}$ баритов (определенная на 14 участках) варьирует от $21,8$ до $47,8$ ‰. Изотопно наиболее тяжелая сера тяготеет к осевой части колчеданоносной зоны с эпицентром в районе Озерного месторождения (рис.4). При удалении от осевой зоны и на фланги величина $\delta^{34}\text{S}$ уменьшается до $22-25$ ‰. Намечается обратная корреляционная связь между обогащенностью ^{34}S и количеством сульфидов в рудах.

Расчеты показывают, что источником серы баритов и ассоциирующих с ним сульфидов явились сульфаты морской воды. На это же указывает величина $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в баритах ($0,7074-0,7077$), весьма близкая к значениям кембрийских хемогенных известняков рудного узла.

Образование ангидритовых пород связано с проявлением вулканизма. Величины $\delta^{34}\text{S}$ ангидрита и гипса варьируют от $10,3$ до $13,9$ ‰, а ассоциирующего с ними пирита от $+3$ до $-5,4$ ‰.

Проведенные исследования свидетельствуют о том, что в формировании сульфидной и сульфатной минерализации принимала участие сера, по крайней мере, двух источников - эндогенного, связанного с основным вулканизмом (серно-колчеданные тела, ангидри-

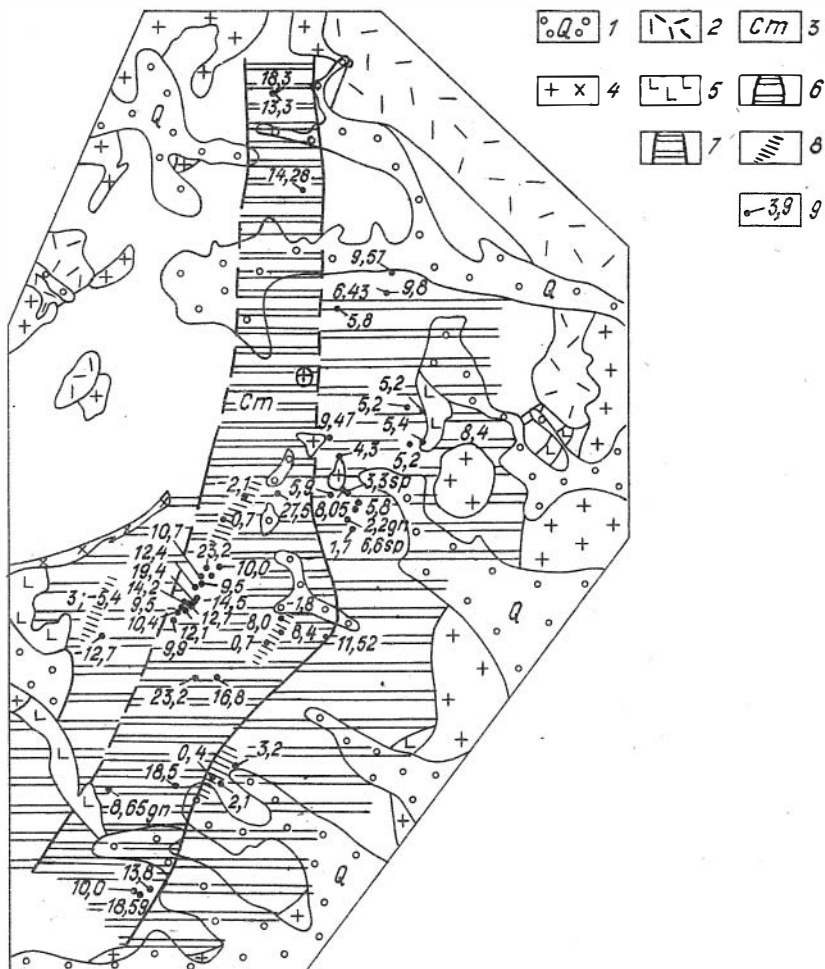


Рис.3. Схема распределения изотопного состава сульфидной серы на площади Озернинского рудного узла:

Усл.обозн. 1-5 см. рис.1; поля распространения значений $\delta^{34}\text{S}\text{‰}$: 6 - до 10 ‰, 7 - более 10 ‰, 8 - близких к метеоритному стандарту; 9 - значения изотопного состава серы в ‰.

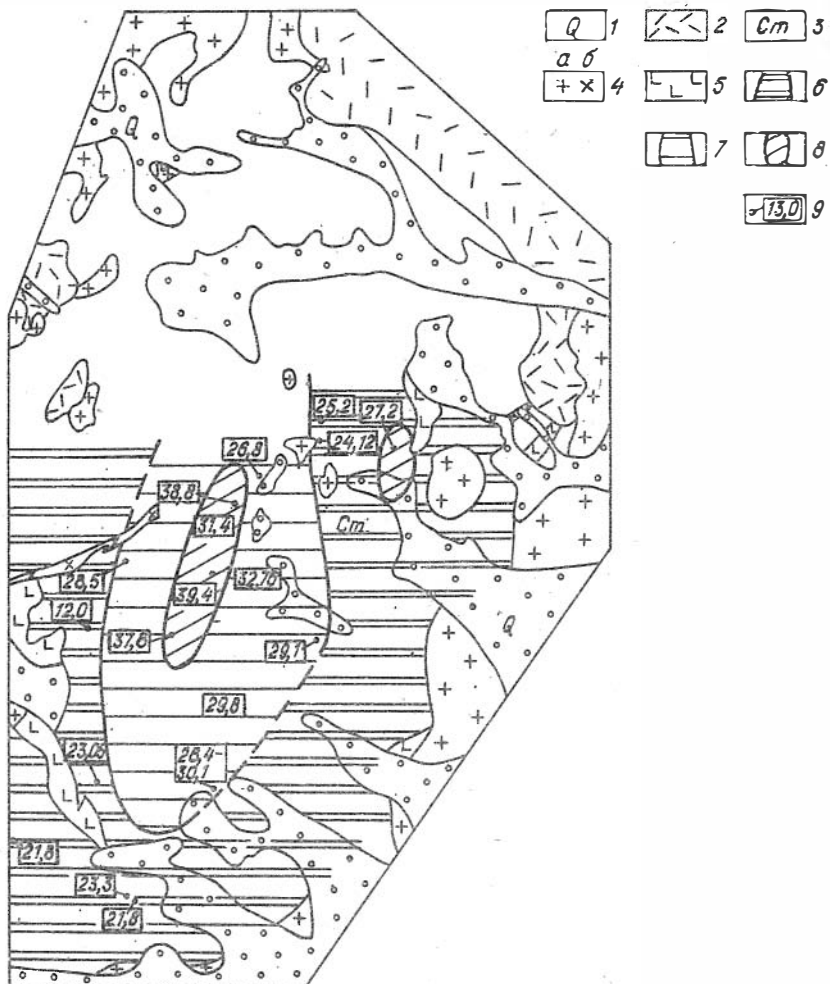


Рис.4. Схема распределения изотопного состава сульфатной серы на площади Озернинского рудного узла:

Усл. обозн. 1-5 см. рис.1; поля распределения сульфатов со значениями $\delta^{34}\text{S}$ ‰: 6 - менее 25 %, 7 - от 25 до 30 %, 8 - более 30 %; 9 - значения величин изотопного состава серы в ‰.

товные породы), и серы морских сульфатов (руды колчеданно-полиметаллические, железные карбонатной и водно-силикатной формаций, баритовые залежи). Недостаточно ясен источник серы скарных железорудных месторождений. Для них можно предполагать поступление и смешение серы из различных резервуаров с последующей гомогенизацией состава.

Г.И.Татьков, А.М.Бадерин

СТРУКТУРА И ПЕРСПЕКТИВЫ ОЗЕРНИНСКОГО РУДНОГО УЗЛА
ПО ДАННЫМ СРЕДНЕМАСШТАБНОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ
В ГРАВИТАЦИОННОМ ПОЛЕ

Озернинская группа стратовулканов расположена на юго-восточной периферии Ангаро-Витимского батолита (юго-западная часть Витимского плоскогорья). На северо-западе данный структурный блок ограничен Зазинской, на юго-востоке - Еравнинской мезозойскими впадинами. На юго-западе и северо-востоке вулканогенно-осадочные породы нижнего кембрия "съедены" гранитными интрузиями зазинского магматического комплекса, с востока и северо-запада перекрываются вулканогенными отложениями триаса. Юго-Западная, наиболее изученная часть группы стратовулканов площадью менее 200 км², вмещающая свыше 20 полиметаллических, железорудных, редкометалльных и др. месторождений, в том числе уникальное по запасам колчеданно-полиметаллическое месторождение Озерное, получила название Озернинского рудного узла (ОРУ).

Первый этап изучения Озернинской группы стратовулканов, на котором в основном проводились заверочные работы на контрастных геофизических, геохимических аномалиях и выявленных при съемочных работах рудопроявлениях, завершен в 1972 г. открытием Ульдзутуйского колчеданно-полиметаллического месторождения. Проводившееся затем доизучение Озернинского и флангов других известных месторождений и рудопроявлений не увенчалось крупными открытиями. В 1984-1990 гг. начаты глубинные поиски полиметаллических и других руд на флангах и глубоких горизонтах известных

месторождений и проявлений с попутной оценкой слабоконтрастных геофизических, геохимических аномалий юго-западной части ОРУ разведочными скважинами глубиной до 600–800 м.

Несмотря на довольно продолжительную историю геологического изучения, представления о структуре, глубинном строении, тектонике, магматизме Озернинской стратовулканической постройки далеко не однозначны. Ранее этот структурный блок рассматривался как "останец" или провес в кровле Ангаро-Витимского батолита. Представления основывались на приближенных оценках мощности вулканогенно-осадочных пород по формуле гравитационного эффекта параллельного слоя постоянной плотности, без увязки регионального фона на соседних разрезах (Сливинский, 1974). По этим расчетам мощность продуктивной толщи не превышала 2,5 км и составляла, например, в окрестности Озернинского месторождения 1600–1700 м. Однако полученные позднее данные противоречат этим представлениям. В частности, в забое пробуренных до глубины 1700 м скважин на Озернинском месторождении признаков близкого залегания гранитов не обнаружено. Кроме того, при изучении магматизма ОРУ начиная с палеозоя выделяется пять крупных этапов, наиболее поздний из которых завершился в мезозое, т.е. уже после основных этапов гранитообразования, что свидетельствует о полихронности вулканотектонической структуры и существовании магмовода, пронизывающего толщу коры и достигающего мантии (Литвиновский и др., 1986).

Катчеданно-полиметаллическое и другое оруденение в пределах Озернинской стратовулканической постройки тесно связано с вулканогенно-осадочными породами нижнего кембрия. Поэтому при оценке перспектив поисков с помощью объемного моделирования важно не только вычислить вертикальную мощность продуктивной толщи в пределах изучаемой юго-западной части ОРУ, но и оценить возможность нахождения блоков нижнекембрийских вулканогенно-осадочных пород под покровами мезозойских эффузивов цаган-хунтейской свиты и меловых осадочных образований, заполняющих Базинскую и Еравнинскую впадины.

Исходные данные моделирования. В качестве исходного было выбрано гравитационное поле с сечением изолиний $I_x 10^{-5} \text{ м/с}^2$, которое хотя и отражает глубинное строение Озернинской группы стратовулканов, но существенно искажено влиянием мезозойских

впадин, заполненных осадочными породами с дефицитом плотности. В юго-западной части моделируемого планшета цепочкой интенсивных положительных гравиметровых аномалий отмечается слабоизученный Байсы-Тулдунский массив габброидного (?) состава. Присутствует в гравитационном поле и составляющая, обусловленная влиянием Ангаро-Витимского батолита, вертикальная мощность которого достигает 20 км (Письменный и др., 1986). Для более достоверного учета влияния обрамляющих мезозойских впадин нами были использованы отметки их глубин, полученные по данным ВЗЗ. Средняя плотность заполняющих впадины осадочных пород по имеющимся определениям равна $2,45 \text{ г/см}^3$. Ввиду того, что при геологическом изучении Озернинской группы стратовулканов приоритет отдавался поискам и разведке месторождений, наиболее представительны петроплотностные определения по рудным объектам. Слабо изучены физические свойства на безрудных объектах в пределах ОРУ и на его периферии, эпизодичны данные о закономерностях изменения плотности пород с глубиной, фрагментарно изучен петроплотностной разрез до 500 м. Лишь для Озернинского месторождения получены средние значения плотности по разрезу наиболее глубокой скважины: средняя плотность $2,81 \text{ г/см}^3$ до 500 м; $2,74$ от 500 до 1500 м (Нефедьев, 1982). Поэтому при наделении петроплотностными свойствами исходной геологической модели (Сливинский и др., 1974) нами использованы средние значения плотностей для наиболее распространенных разновидностей пород: кислые эффузивы и их туфы (средняя плотность $2,74 \text{ г/см}^3$ по 2096 образцам); средние эффузивы и их туфы ($2,79$ по 1029 образцам); туфо-лавы, -брекчии, -гравелиты, -алевролиты ($2,81$ по 639 образцам); известняки ($2,72$ по 612 образцам) и их измененные разности ($2,85$ по 979 образцам); граниты ($2,57 - 2,63$ по 261 образцу); кварцевые диориты ($2,77$ по 171 образцу); габброиды ($2,93$ по 15 образцам). С учетом протяженности расчетных профилей (40-50 км) объемная модель строилась до глубины 4 км (1/10 от длины профиля). Для снижения неоднозначности решения обратной задачи гравиразведки использовались достоверно известные границы распространения нижнекембрийских эффузивно-осадочных толщ и их вертикальные мощности по данным бурения и зондирования МПП в районе Назаровско-Магнетитовского тектонокупольного поднятия.

Методика объемного моделирования. При объемном геологичес-

ком картировании сложно построенных объектов моделирование по данным гравиразведки целесообразно применять в варианте редуцирования: влияние достоверно изученных объектов вычитается из исходного гравитационного поля, по разностным аномалиям корректируются параметры слабоизученных объектов, выявляются ранее неизвестные, делаются предположения об их природе. После доизучения объектов моделирование целесообразно повторить. Достоверность интерпретации в такой постановке зависит не только от геолого-геофизической изученности объекта, "контрастности" его в исходном поле, но и от возможностей применяемых методик оптимально использовать имеющуюся информацию. Учитывая сложность геологического строения долгоживущей стратовулканической постройки, возникла необходимость достоверного учета при интерпретации многочисленных петролотических разностей. Корректировка построенной модели осуществлялась в два этапа: 1) двумерное моделирование по серии взаимосвязанных разрезов; 2) собственно объемное моделирование.

Двумерное моделирование проводилось в диалоговом режиме по специально разработанной на основе алгоритма ЦДМГ (Ремпель, 1983) программе, что позволило оперативно провести большое количество расчетов при различных вариантах регионального фона, выбрать наиболее приемлемый, откорректировать параметры известных и выявить новые аномалиеобразующие объекты. Ввиду слабого соответствия моделируемого объекта условиям двумерности (реальные размеры близки к изометричным), довольно существенна погрешность определения глубин залегания нижней кромки, к тому же боковое влияние возмущающих объектов, расположенных вне расчетного профиля, может привести к искажению формы и даже появлению фиктивных тел на моделируемом разрезе. Однако использование гораздо более быстрых по сравнению с трехмерными алгоритмов и относительная простота корректировки двумерных моделей оправдывает такие вычисления на этапе подготовки начального приближения объемной модели.

Расчеты гравитационного поля объемной модели осуществлялись по программе, использующей алгоритм Тальвани, который, хотя и имеет относительно невысокую скорость вычислений, позволяет использовать для описания объемной модели сравнительно небольшое число параметров, что существенно упрощает последующую "ручную" корректировку модели. Небольшие относительные превышения рельефа

В пределах моделируемого планшета позволили вычислять поле на плоскости, что также упростило построенную объемную модель. Первоначальная корректировка объемной модели проводилась по редкой сети профилей, причем использовались как линии ранее откорректированных двумерных профилей, так и дополнительные разрезы различной протяженности и направлений. По достижению удовлетворительного совпадения исходного и теоретического полей на расчетных (рис. 1а, б) профилях (максимальная разность полей не более 1×10^{-5} м/с²) вычисления были проведены по равномерной сети с шагом 1 км. Разделение исходного поля на региональную и локальную составляющие проводилось по тем же принципам, что и в двухмерном варианте: сглаживанием разностной матрицы поверхности заданного порядка по методу наименьших квадратов (рис. 2, II).

Обсуждение результатов. Из исходного гравитационного поля было вычтено теоретическое поле модели (см. рис. 2, I). Разностное поле объемной модели разделено тренд-поверхностью третьей степени на низкочастотные (фон) (см. рис. 2, II) и высокочастотные (локальные аномалии) составляющие (см. рис. 2, III). Низкочастотная составляющая плавно повышается в направлении северо-запад — юго-восток. Характер фона примерно соответствует изменению гравитационного поля на более мелкомасштабных картах и может быть объяснен влиянием Ангаро-Вятимского батолита, расположенного северо-западнее. Карта локальных составляющих отражает близповерхностные плотностные неоднородности, неучтенные в построенной модели (рис. 3). После корректировок локальные аномалии по амплитуде не превышают $\pm 1 \times 10^{-5}$ м/с² и расположены хаотично.

Как уже отмечалось, за основу при учете влияния впадин были приняты отметки глубин по ВЭЗ. При расчетах, если локальные аномалии плохо компенсировались, корректировка глубин впадин проводилась лишь там, где отсутствовали данные зондирований или они "отскакивали" от близрасположенных точек. В остальных случаях, локальные аномалии компенсировались дополнительными возмущающими объектами в кристаллическом основании впадин.

Зазинская впадина, обрамляющая нижнекембрийскую стратовулканическую структуру на северо-западе, приурочена к Курбино-Калаканской зоне глубинных разломов северо-восточного простирания (Чернов, 1959). О тектоническом характере впадины свидетельствует ее практически прямолинейная северо-западная и, несколько из-

ломанная поперечными разломами, юго-западная граница. Поперечный разрез впадины имеет асимметричную форму: северо-западный борт круче юго-восточного. Корректировка отметок глубин здесь не производилась. Максимальные отметки глубин не превышают 1250–1500 м. Для компенсации остаточных аномалий силы тяжести, выявленных вдоль юго-западного борта впадины, подобрано довольно крупное тело (рис.3, № 9) вытянутой формы (2 x 30 км) плотностью $2,77 \text{ г/см}^3$ при глубине залегания верхней кромки 0,5–1 км и нижней до 2 км. Объект приурочен к бортовому разлому и перекрыт базальтами хысехинской свиты. Гравитирующий объект пространственно совпадает с линейной магнитной аномалией интенсивностью до 2000 нТ. Наиболее вероятная геологическая природа объекта – дайкообразная интрузия габброидов (атарханского комплекса?), внедрившаяся по бортовому разлому. Северо-западнее впадины в исходную модель также введен блок плотностных ($2,75 \text{ г/см}^3$) пород мощностью до 500 м (см. рис.3, № 10). По геологическим данным здесь, среди гранитов, закартированы ксенолиты метаморфизованных известняков олдындинской свиты.

Еравнинская впадина, ограниченная Удино-Витимской зоной глубинных разломов, имеет сложное строение. Наибольшая глубина впадины (4300 м по данным моделирования при постоянной плотности, 3000 м по данным ВЭЗ) достигается в ее северо-восточной части (Исингинская мульда). В этой части прослеживается хорошо выраженная асимметрия: северо-западный борт круче юго-восточного. В юго-западном направлении мощность мезозойских осадков убывает до 200–500 м в районе оз.Гунда. Оба борта впадины в плане изломаны. При расчетах поля с принятыми плотностями в кристаллическом основании впадины было предположено существование плотностных неоднородностей (см. рис.3, 7,7а, II). В частности, для компенсации гравитационного эффекта севернее оз.Гунда, исходя из предположения, что по плотности осадки здесь не отличаются от осадков в других частях впадины и, что глубины по данным ВЭЗ верны, в модель введен возмущающий объект (см. рис.3, 7) плотностью $2,77 \text{ г/см}^3$ при глубине залегания верхней кромки 1 км и нижней – 4 км. Уровень магнитного поля здесь повышается, что также подтверждает неоднородность кристаллического основания впадины. Геологическая природа выявленного объекта может быть обусловлена блоком нижнекембрийских вулканогенно-осадочных пород,

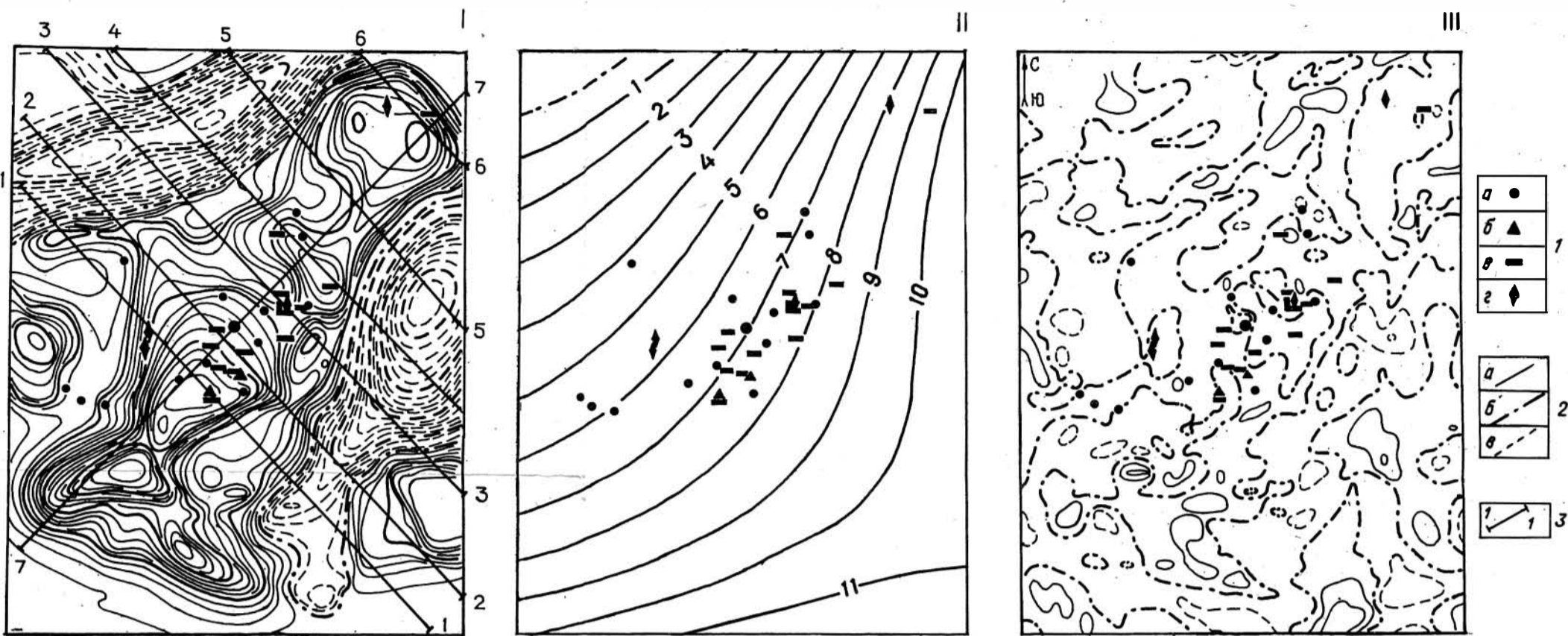


Рис.2. Карты гравитационного поля объемной петроплотностной модели Озернинской группы стратовулканов: I - теоретическое гравитационное поле объемной модели; II - региональная составляющая гравитационного поля; III - нескомпенсированные остаточные аномалии гравитационного поля объемной модели. I - месторождения и проявления: а) - колчеданно-полиметаллические, б) - баритовые, в) - железорудные, г) - молибденитовые; 2 - изолинии гравитационного поля: а) - положительные, б) - нулевая, в) - отрицательные; 3 - линии геолого-геофизических разрезов.

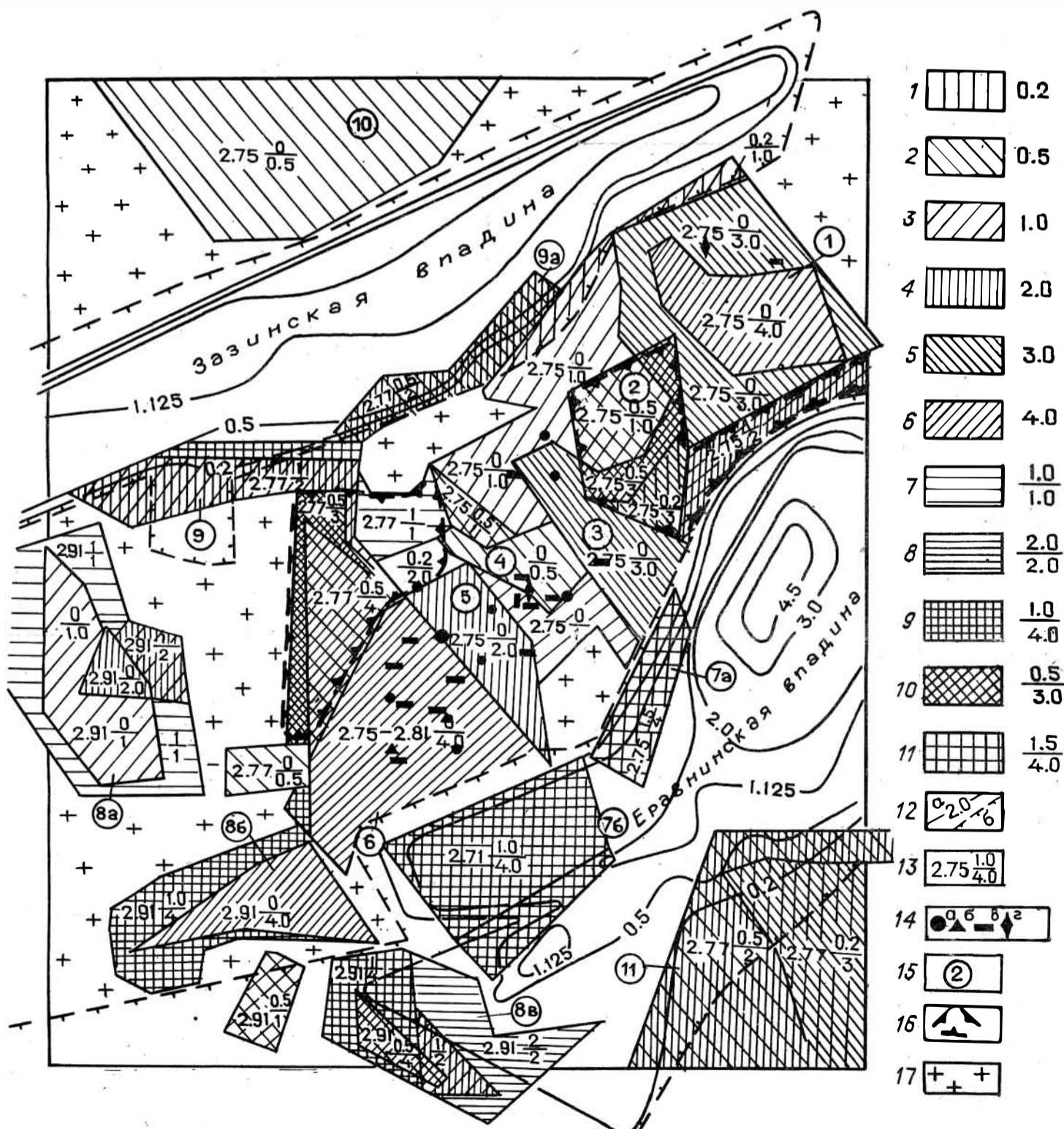


Рис.3. Объемная геоплотностная модель Озернинской группы стратовулканов: I - уровень нижней кромки для объектов, выходящих на поверхность, наложение 2-х штриховок из I-6 соответственно показывает глубины нижней и верхней гравитирующих кромок. I-II - отметки глубин гравитирующих кромок (в км); I2 - а) - глубины залегания кристаллического основания мезозойских впадин (в км); б) - границы впадин по геологическим данным; I3 - плотность ($2,75 \text{ г/см}^3$), глубина залегания верхней кромки (I км), глубина залегания нижней кромки (4 км) гравитирующего объекта; I4 - известные месторождения Озернинской группы стратовулканов: а) - колчеданно-полиметаллические, б) - баритовые, в) - железорудные, г) молибденитовые; I5 - номера главных структурных блоков Озернинской группы стратовулканов: I - Исташинский, 2 - Северо-Ульдзутуйский, 3 - Ульдзутуйский, 4 - Назаровско-Магнетитовский, 5 - Озернинский, 6 - Западный, 8а, б, в - Байсы-Тулдунский габброидный (?) массив, 7а, б, 9а, б, 10, 11 - предполагаемые по данным объемного моделирования геоплотностные неоднородности; I6 - границы покровов эффузивов цаганхунтейской свиты; I7 - выходы гранитов на поверхность.

опущенных по бортовому разлому, либо интрузией диоритов либо остатками древнего протерозойского фундамента. Судя по морфологии подобранного объекта, наиболее вероятным представляется первый вариант. Для оценки природы возмущающего объекта необходима постановка глубинных электрических зондирований и структурного бурения. Северо-восточнее выявленного блока можно предположить его продолжение (см. рис.3, 7а), отделенное разломом северо-западного простириания. Плотность объекта $2,75 \text{ г/см}^3$ при глубине верхней кромки 1,5 км и нижней — 4 км.

По данным моделирования уточнена форма слабоизученного Байсы-Тулдунского массива (см. рис.3, 8а, 8б, 8в), ограничивающего Озернинскую группу стратовулканов на юго-западе. Судя по высокой плотности и намагнитченности пород, массив образован габброидами. Интрузия состоит из отдельных образований, залегающих близ поверхности и вытянутых в цепочку северо-западного простириания.

Расчетами гравитационного поля объемной модели получены новые оценки вертикальной мощности продуктивной толщи Западного (не менее 4 км), Озернинского (2 км), Назаровско-Магнетитовского (0–1 км) и Ульдзутуйского (3 км) блоков ОРУ, а также Иштаинского блока (не менее 3–4 км). При корректировке модели оказалось, что остаточные аномалии севернее Западного и в пределах Северо-Ульдзутуйского блоков невозможно компенсировать без дополнительных возмущающих масс. Ранее здесь полагалось, что эффузивы цаган-хунтейской свиты, залегают непосредственно на гранитах, хотя в эрозионных окнах и закартированы отдельные останцы продуктивной толщи. На основе расчетов нами сделано предположение, что эффузивы триаса перекрывают толщу нижнекембрийских пород. К сожалению, достоверно оценить мощность эффузивов здесь не удалось: нет параметрических скважин, да и шаг вычислений (1 км) слишком велик по сравнению с их предположительной мощностью (первые сотни метров). Поэтому вычисленные отметки залегания верхней кромки продуктивной толщи в известной степени условны. Согласно полученным закругленным оценкам максимальная мощность мезозойских эффузивов не превышает 500 м. Целесообразно, при продолжении поисковых работ на больших глубинах пройти здесь несколько структурных скважин. Морфологически поверхность нижней кромки Северо-Ульдзутуйского блока напоминает строение соседнего Назаровско-Магнетитовского, что делает его перспективным, по мнению авто-

ров, на поиски борного, редкометалльного и другого оруденения. Сделанное предположение о распространении севернее Западного блока продуктивных пород олдындинской свиты в значительно больших объемах, по сравнению с известными здесь ранее, существенно повышает перспективность поисков полиметаллов в этой части ОРУ.

В заключение отметим, что построенная среднемасштабная модель Озернинской группы стратовулканов позволяет по-новому подойти к направленности глубинных поисков, существенно расширяет их границы. На основании расчетов сделано предположение о распространении продуктивных пород олдындинской свиты под эффузивами триаса севернее Западного и в пределах Северо-Ульдзутуйского блоков. Выявлены плотностные неоднородности в фундаменте Зазинской и Еравнинской мезозойских впадин. Определена морфология нижней кромки и вычислены вертикальные мощности продуктивной толщи в пределах различных блоков Озернинской группы стратовулканов. Построенная объемная модель может быть использована как базовая при детальном моделировании в гравитационном поле отдельных блоков Озернинского рудного узла.

Г.С.Рипп, В.И.Судаков

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ, СОСТАВА
И ВЕЩЕСТВЕННОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ МУНГУН-УНДУРСКОГО
СЕБЕБРО-ОЛОВО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (МНР)

Месторождение Мунгун-Ундур располагается в Восточной Монголии в районе Хэнтэйского мегасвода и входит в состав рудного узла, включающего в себя также молибден-вольфрамовое месторождение Ундур-Цаган. В соответствии с существующими классификациями оруденение идентифицируется с олово-серебряной формацией. Минерализация Ундур-Цаганского месторождения представлена формацией молибден-вольфрамовых руд, широко распространенных в Забайкалье и Казахстане.

Вмещающие породы представлены преимущественно сланцами с прослоями песчаников и алевролитов царьгингольской свиты керу-

ленской серии нижнедевонского возраста, преобразованными в фидлитовой фации метаморфизма. Они имеют крутое залегание, простираются в северо-западных румбах и прорваны штоко- и дайкообразными телами габброидов, возле которых претерпели ороговичивание и пирротинизацию. Считается, что оруденение связано с этапом мезозойской тектономагматической активности.

В пределах месторождения совмещены пространственно метасоматиты нескольких формаций (табл. I). Наиболее ранняя из них формация магнезиальных метасоматитов биотитового состава, распространена в основном на Ундур-Цаганском редкометалльном месторождении, расположенном севернее Мунгун-Ундурского. На последнем она представлена маломощными зонками, линзами и прожилками. Наиболее широко распространены здесь околорудноизмененные породы кварц-амфибол-хлорит-полевошпатовой формации, сопровождающие полиметаллическую и оловянную минерализацию. Они оконтуриваются в виде полосы шириной от 1000 до 1500 м, вытянутой в субширотном направлении (рис. I). Здесь картируется серия зон (мощностью 1-6 м) различного простиранья и крутого падения. Мощность отдельных тел невелика, однако при сближенном, субпараллельном расположении, сливаясь, они образуют протяженные зоны гидротермальной проработки шириной до первых десятков метров, внутри которых сосредоточены рудные залежи. К северному и южному флангам месторождения степень проработки вмещающих пород уменьшается и отмечается фрагментарно. На глубину зоны прослежены до 300 м. На южном и юго-восточном флангах с ними ассоциирует кварц-хлорит-мусковит-карбонатная сопутствующая фация метасоматитов, сопровождающаяся полиметаллической минерализацией и слагающая штокверковую зону.

На кварц-хлорит-мусковит-карбонатную фацию наложены окварцевание и аргиллизация с серебряной и сурьмяной минерализацией, которые представлены штокверковой зоной, вытянутой в широтном направлении.

На северном фланге располагаются околорудноизмененные породы грейзеновой формации, ассоциирующие с молибден-вольфрамовой минерализацией. В сторону Центрального участка месторождения Мунгун-Ундур эти метасоматиты вклиниваются в виде штокверкоподобных зон юго-восточного и южного простиранья.

Картирование околорудноизмененных пород не подтверждает моноасцендентность образования зональности в пределах рудного узла, как это считалось прежде.

Таблица I

Последовательность образования околорудных метасоматитов
Мунгун-Ундурского месторождения

Ф о р м а ц и я	Ф а ц и я	О р у д е н и е
Магнезиальных метасоматитов (древная)	Биотитовая	Пирротин
Кварц-амфибол-хлорит-полево- шпатовая	<u>Одновременные:</u> кварц-амфибол-хлорит-альби- товая; кварц-хлорит-муско- вит-альбитовая с биотитом <u>Содутствующая:</u> кварц-мусковит-карбонат- хлоритовая	Полиметаллическое, касситерит-сульфидное
Грейзеновая	Кварц-мусковитовая с топа- зом	Молибден-вольфрамовое
Арцвиллитовая	Кварц-карбонатная; каолини- товая; каолинит-кварцевая	Серебро-сурьмяное



Рис.1. Схема расположения окорудноизмененных пород и рудной минерализации на месторождении Мунгун-Ундур:

1 - сланцы с прослоями песчаников и алеволитов; 2 - габбро; 3 - диориты; 4 - метасоматиты грейзеновой формации (площадь распространения молибден-вольфрамового оруденения); 5 - метасоматиты кварц-амфибол-хлорит-полевошпатовой формации (площадь распространения сульфидно-касситеритового и полиметаллического оруденения); 6 - метасоматиты аргиллизитовой формации (площадь распространения серебро-сурьмяного оруденения); 7 - рудные тела; 8 - границы распространения различных типов окорудноизмененных пород.

В составе кварц-амфибол-хлорит-полевошпатовой формации установлено три фации метасоматитов (см. табл.1), две - одновременные и одна - сопутствующая, отличающиеся по минеральному и вещественному составу. Более подробно рассмотрим особенности строения их колонок. Состав фаций обусловлен составом преобразованного субстрата. Метасоматическая колонка по габброидам имеет следующий вид (минеральный состав в объем.%).

Габбро (плаггиоклаз₆₀ + пироксен₄₀)

1. Хлорит₈₀+плаггиоклаз₁₀+альбит₅+пироксен₅
2. Хлорит₉₀+амфибол₁₀
3. Амфибол₁₀₀
4. Кварц₆₀+хлорит₄₀
5. Кварц (жилы и прожилки с полиметаллической минерализацией).

Габбро сложено моноклинным пироксеном и основным плаггиоклазом, аксессуарным является ильменит. В передовой зоне (I) реликтовые лейсты плаггиоклаза по краям альбитизированы, зерна пироксена хлоритизированы, кроме ильменита появляется сфен. Иногда амфиболовая зона (3) отсутствует.

Отмечается монотонное возрастание к тыловой зоне содержания кремния, уменьшение – магния, натрия, алюминия и перераспределение остальных компонентов в промежуточных зонах.

Вторая фация широко распространена в сланцах. Особенность строения метасоматической колонки заключается в переменном соотношении количеств породообразующих минералов:

Сланец (хлорит₈₀+серицит₁₀+кварц₅+углистое вещество)

1. Хлорит₈₃+кварц₁₂+альбит₂+мусковит₂
2. Хлорит₆₅+кварц₁₇+альбит₁₆+мусковит₂+биотит₁
3. Хлорит₅₆+мусковит₃₀+кварц₁₃+биотит₁
4. Хлорит₆₅+альбит₂₂+кварц₁₁+мусковит₁+хлоритоид₁
5. Кварцевая жила с полиметаллической минерализацией.

По сравнению с предыдущей колонкой здесь, в основном, произошло перераспределение петрогенных элементов между зонами. Общей тенденцией является увеличение содержания окисного и закисного железа в промежуточных зонах, расположенных рядом с тыловой, а натрия – в передовых (I). Отсутствие амфибола в данном случае, очевидно, обусловлено низкими содержаниями кальция в замещаемой породе.

В метасоматической колонке сопутствующей фации появляется карбонат:

Сланец (серицит₄₂+хлорит₄₅+кварц₁₁)

1. Хлорит₉₀+мусковит₃+кварц₃+сидерит₁
2. Хлорит₆₀+кварц₂₅+(сидерит, анкерит)₉+мусковит₂
3. Хлорит₄₄+кварц₄₉+(сидерит, анкерит)₆+мусковит₁
4. Кварцевый прожилок с полиметаллической минерализацией.

Местами в призальбандовой части прожилков количество карбоната возрастает до 50–60 %, при этом увеличиваются и содержания сульфидов. По сравнению с первичным составом от зоны I к зоне 3 монотонно возрастают содержания кремния, марганца, при уменьшении алюминия и натрия, в то время как остальные элементы перераспределяются внутри колонки. Увеличиваются количества окисного и закисного железа в промежуточной зоне, расположенной около тыловой.

Химический состав породообразующих минералов зависит от принадлежности к той или иной фации, от положения в метасоматической колонке и от состава вмещающих пород. Так, если амфибол в колонке, развитой по габбро, представлен ферроактинолитом, то его аналоги из колонки по диоритам – актинолитом и актинолитовой роговой обманкой. При этом актинолит характерен для тыловой зоны, актинолитовая роговая обманка – для промежуточной.

Аналогичная закономерность проявлена и у хлоритов. В тыловых зонах обычно располагается турингит, а в промежуточных и передовых – прохлорит.

Темноцветные минералы, расположенные в зонах ближе к тыловой части колонки, обладают повышенной железистостью.

Мусковит (серицит) присутствует как в сланцах, так и в метасоматитах различных формаций. Для сланцев характерен серицит, а для метасоматитов, в основном, – мусковит. В мусковите из околорудноизмененных пород, в отличие от серицита, увеличены содержания калия, наиболее высокие концентрации последнего в минерале из грейзенов. Подобная тенденция отмечается для кальция и марганца, противоположная у титана. Для минерала из кварц-амфибол-хлорит-полевешпатовой формации характерны повышенные количества натрия и магния.

Биотит из дорудной формации существенно отличается от своего аналога из околорудноизмененных пород с слово-полиметаллической минерализацией: при суммарном понижении количества щелочных металлов возрастает содержание натрия, появляется кальций, значительно увеличивается железистость и глиноземистость.

Особенностью околорудноизмененных пород аргиллизитовой формации является монотонное замещение вмещающих пород карбонатом и кварцем. Мощность зон местами достигает 20 м. При этом степень замещения в тыловых зонах (до 2 м) достигает 100 %, в то время

как в периферийных участках карбонатизация (родохрозит, кутнагорит) проявляется в виде прожилков и вкрапленности. Окварцевание выразилось в густой сети разнообразно ориентированных прожилков (1-3 мм) тонкозернистого темно-серого кварца, содержащих вкрапленность каолинита.

На месторождении установлены ассоциации трех этапов: дорудного, молибден-вольфрамового и олово-серебро-полиметаллического.

Среди продуктов дорудного этапа наиболее ранней является первично-сингенетичная пиритовая минерализация в сланцах и алевролитах. В результате метаморфических и наложенных гидротермальных процессов пирит перекристаллизован, переотложен по трещинам и плоскостям сланцеватости, участками замещен пирротинном и магнетитом. К метаморфическим образованиям следует отнести также серии прожилков и жил кварца, сопровождающихся в околоконтактных зонах биотитизацией, полевыми шпатами, анатазом, пирротинном.

Обе эти ассоциации, как правило, подвергнуты дроблению и гипогенному выщелачиванию, пересекаются и цементируются гидротермалитами продуктивных стадий. Последние представлены касситерит-сульфидным парагенезисом, сменяющимся затем полиметаллическим. Формирование полиметаллической ассоциации заканчивается выделением железистых и железисто-магнезиальных карбонатов (сидерита, анкерита, доломита) и затем кальцита.

Позднее были образованы серебросодержащие и кварц-антимонитовая ассоциации, участками совмещающиеся с полиметаллической. При этом предшествующие образования подвергались дроблению и пересечены многочисленными кварцевыми, карбонатными и кварц-карбонатными прожилками с сульфосолями серебра и свинца.

Завершается рудный этап образованием кварц-антимонитового и затем каолинит-кальцитового парагенезисов.

Минеральные ассоциации Ундур-Цаганского молибден-вольфрамового месторождения представлены прожилками молибденит-кварцевого кварц-флюорит-вольфрамитового, кварц-флюорит-арсенипиритового, кварц-слюдисто-топазового составов, распространенными в основном в переходной зоне между двумя месторождениями и лишь в небольших количествах встречающиеся на площади Мунгун-Ундурского месторождения. Взаимоотношения их с касситерит-сульфидными телами еще недостаточно изучены, но имеющиеся данные показывают на более раннее образование последних. Геохимические особенности оруде-

ния не позволяют объединить оба типа руд в одну генетическую группу.

На месторождении диагностировано более 50 минералов, слагающих рудные тела и метасоматически измененные породы. Наибольший интерес из них представляют галенит, касситерит, сфалерит, фрейбергит и пираргирит. Главными компонентами руд является серебро, олово, свинец, цинк, в качестве попутных заслуживают внимания медь, кадмий и индий. Установлены следующие природные типы руд: касситерит-сульфидные (касситерит-кварц-арсенопиритовые), свинцово-цинковые (галенит-сфалерит-марказитовые) и сурьмяно-серебряные (кварц-пираргирит-фрейбергитовые), соответствующие трем главным стадиям формирования месторождения. Поскольку нередко в одни и те же разрывные нарушения вложены продукты разных стадий, то рудные тела, как правило, имеют поликомпонентный состав. В основном это олово-полиметаллические (северный фланг участка Центрального, Северо-Восточный, Северо-Западный участки) и серебро-полиметаллические (южный фланг участка Центрального, Юго-Восточный участок) ассоциации.

Серебряные руды распространены автономно или совместно с полиметаллическими. Среди них выделяются кварцевые, карбонатно-кварцевые и карбонатные. Главными серебросодержащими минералами являются фрейбергит и пираргирит. Но кроме них установлено большое число других серебряных минералов. Часть серебра рассеяна в сульфидных, в том числе в галените и пирите.

Галенит-сфалеритовые руды интересны в отношении ряда примесных элементов. В первую очередь это серебро, концентрация которого связана с количеством галенита. Содержание его, как и в полиметаллических рудах других регионов, а также в рудах полиметаллической стадии месторождений касситерит-сульфидной, олово-полиметаллической формаций, варьирует в основном от 10-15 до 30-50 г на 1 % свинца.

Источником олова в рудах является также станнин, тесно ассоциирующий, в первую очередь, со сфалеритом и частично с халькопиритом. Часть олова присутствует в виде примеси в сфалерите, галените и халькопирите.

Собственно оловянное оруденение может быть отнесено к касситерит-сульфидному типу. Как и в других месторождениях этой формации для касситеритов характерны низкие содержания тантала,

ниобия, циркония, титана; в значимых количествах присутствуют вольфрам (десятые доли %) и галлий (десятки г/т).

Общие особенности пространственного распределения минеральных ассоциаций на площади месторождения были определены в ходе поисковых и разведочных работ и изложены в отчетах группы В.Ковачева. Выявлена отчетливая зональность с последовательной сменой вещественных ассоциаций с севера на юг. Эпицентром оруденения считается массив лейкогранитов и прилегающее к нему моллибден-вольфрамовое оруденение. Центробежное развитие процессов привело к образованию так называемой промежуточной зоны и далее к югу — полиметаллической.

Наиболее важные уточнения зональности, по нашим данным, следующие. Установлены в качестве самостоятельных касситерит-сульфидная и собственно серебряная минеральные парагенезисы, занимающие вполне определенное положение в общем рудообразующем процессе.

Промежуточная зона (между месторождениями Ундур-Цаган и Мунгун-Ундур) представлена касситерит-сульфидной ассоциацией, а не пирротин-арсенопиритовой. Пирротин здесь и в других участках месторождения является в основном продуктом метаморфических процессов и распространен в околоконтактных участках габброидов и зонах развития жил метаморфического кварца.

На южном и юго-восточном флангах распространены серебряное и сурьмяное оруденение, совмещенное частично с полиметаллическим. Состав карбонатов, сопровождающих эти ассоциации, различен (рис.2). Это определило соответственно и зональное их распределение. Высокомарганцевые карбонаты (родохрозит, кутнагорит, мангансидерит) распространены в полосе, обрамляющей южный фланг Мунгун-Ундурского месторождения, а сидериты и анкериты — на Северо-Восточном и Центральном.

Аналогично этому разный состав околорудных метасоматитов, сопровождающих выделенные рудные минеральные ассоциации, обусловил особенности их пространственного размещения. В промежуточной зоне это грейзенизация (серицитизация) и флюоритизация, южнее расположено широкое поле хлоритизации, карбонатизации и, наконец, на южном фланге породы подвергнуты окварцеванию, аргиллизации и карбонатизации. Площади распространения их совпадают соответственно с участками развития вольфрамовой, касситерит-сульфидной

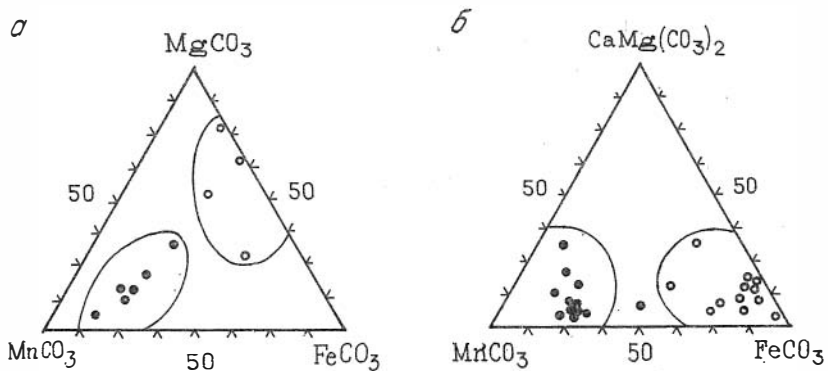


Рис.2. Составы карбонатов, сопровождающих серебряную (залитые кружки) и полиметаллическую ассоциации:

а - кутнагориты, доломиты и анкериты; б - сидериты и родохрозиты.

(включая полиметаллическую) и наконец, серебряной и сурьмяной минерализации.

Широкое распространение призматических обелисковидных и игольчатых кристаллов касситерита на месторождении, с одной стороны, подтверждает принадлежность его к касситерит-сульфидной формации, а с другой - говорит о небольшом эрозионном срезе рудных тел. О существенном удалении от рудоносной интрузии свидетельствует и уровень содержания примесей в этом минерале и, в частности, повышенные содержания индия, низкие - ниобия, тантала.

В отношении происхождения слово-серебро-полиметаллических руд сложилось представление, что они генетически связаны с Ундур-Цаганским молибден-вольфрамовым месторождением. На глубоких горизонтах последнего вскрыто тело лейкогранитов, являющихся, по мнению исследователей, источником рудообразующих растворов. Считается, что степень удаленности растворов от магматического источника послужила причиной образования латеральной и вертикальной минеральной зональности. В ближайшем экзоконтакте (внутренняя зона) были сформированы молибденовые и вольфрамовые руды, далее (в переходной зоне) отлагались кварц-арсенопиритовая и пирротин-халькопиритовая со станином ассоциации и во внешней зо-

не образовались сфалерит-галенитовая и антимонитовая ассоциации. Считается, что последняя характеризует наиболее высокие горизонты рудообразующей системы.

Парагенезис касситеритовых и полиметаллических руд не вызывает в общем-то существенных сомнений. В пользу такой связи в немалой мере свидетельствует широкая распространенность станнича в полиметаллических рудах. Возможно, что и часть касситерита в этих же рудах является продуктом одного источника.

Существенные возражения вызывает тезис о связи молибден-вольфрамового (Ундур-Цаганское) оруденения с касситерит-сульфидным. В мировой практике известно достаточно много месторождений олово-вольфрамовой формации. Особенностью их является связь с кислым магматизмом, повышенные количества соединений фтора, характерные окolorудные изменения (трейзенизация). Для этих месторождений одновременно мало типичен молибден (особенно в качестве рудообразующего компонента). Руды, как правило, комплексные олово-вольфрамовые. Вольфрамиты содержат высокие концентрации олова, а касситериты - вольфрама. Ни того, ни другого в рассматриваемом случае не отмечается. Кроме того, в рудах Ундур-Цаганского месторождения повышены содержания висмута, что также в общем-то характерно для молибден-вольфрамовых месторождений, а вместе с тем сульфиды, и в том числе галенит (являющийся концентратом висмута) из руд Мунгун-Ундурского месторождения, крайне бедны этим элементом.

Известные данные по касситерит-сульфидным месторождениям подтверждают, что для этих месторождений не типична связь с лейкогранитами. Они ассоциируют, как правило, с гранитоидами повышенной основности.

Изученные взаимоотношения между минеральными ассоциациями этих двух месторождений указывают на более раннее образование оловянных руд, а не молибден-вольфрамовых.

Возрастное соотношение касситерит-сульфидного и следующих за ним полиметаллического, серебряного и сурьмяного оруденения, свидетельствует о более позднем образовании последних. Сложнее обосновать их генетические связи.

В полиметаллических рудах распространены исключительно минералы мышьяка, а в двух других - все сульфосоли сурьмяные. Здесь же встречается и антимонит. В составе серебряной ассоциации ус-

тановлено 16 сурьмяных минералов, ни одного минерала с мышьяком. В то же время из экспериментальных данных и материалов изучения многих месторождений известно, что при образовании сульфосолей серебра и других металлов особого предпочтения сурьме или мышьяку не отдавалось, хотя на некоторых серебряных и олово-серебряных месторождениях довольно часто распространены минералы с полярным составом, а присутствующий в них арсенопирит ассоциирует с сурьмяными сульфосолями.

Весьма существенные различия выявились и в составе карбонатов, сопровождающих полиметаллическую и серебряную ассоциации. Для первых характерны высокие и повышенные количества сидеритового и магнезитового минерала (сидериты, анкериты, доломиты), во вторых преобладает родохрозитовый компонент (родохрозит, кутнагорит, манган-кальцит).

Изотопный состав кислорода и углерода карбонатов полиметаллической и серебряной ассоциаций в целом оказался достаточно близким (табл.2). Значения $\delta^{13}\text{C}$ свидетельствуют об обогащенности легким изотопом, лежащим в интервале значений, характерных для магматического источника, в том числе и ювенильного. В то же время величины $\delta^{18}\text{O}$ указывают на гетерогенность состава и существенную обогащенность тяжелым изотопом. Интересно отметить, что среди известных месторождений различного состава весьма близкие изотопные характеристики имеют карбонаты серебросодержащих руд месторождений Фрейберг и Пришибрам. Относительно близкие изотопные составы получены и у карбонатов сидерит-сульфосольного (серебряного) месторождения в районе Делюно-Юстыдского прогиба в МНР и Туве. Вместе с тем смена карбонатов полиметаллической ассоциации серебряной сопровождается вполне отчетливым изотопным сдвигом в составе и кислорода, и углерода. При этом произошло обогащение легким изотопом обоих элементов. Необычным здесь является направление тренда эволюции изотопного состава, который в процессе становления гидротермальной системы имеет, как правило, тенденцию в сторону обогащения тяжелыми изотопами. Немногочисленные примеры такой эволюции все же описаны в литературе.

При сравнении изученных руд с минерализацией Кавалеровского района (СССР) довольно отчетливо просматривается близость состава их минеральных ассоциаций и последовательность образования. Это позволяет отнести рассматриваемое месторождение к касситерит-сульфидной серебросодержащей формации.

Таблица 2

Изотопный состав кислорода и углерода
в карбонатах Мунгун-Ундурского месторождения

Номер пробы	Минерал	$\delta^{13}\text{C}$, ‰	$\delta^{18}\text{O}$, ‰
<u>Полиметаллическая ассоциация</u>			
C-129-II8	Сидерит	-6,94	+17,78
C-278-I96,3	Сидерит	-5,44	+16,48
C-294-(62-64)	Mn-сидерит	-7,70	+18,48
C-344-20	Mn-сидерит	-6,25	+24,31
C-344-66	Анкерит	-8,81	+15,21
C-344-I84	Кальцит	-3,44	+8,95
Шт-3-6	Сидерит	-5,98	+19,88
	Среднее	-6,85	+18,69
<u>Ассоциация серебряных руд</u>			
Шт-3-30	Родохрозит	-9,28	+14,17
Шт-3-33	Fe-родохрозит	-7,88	+17,95
Шт-3-44	Fe-родохрозит	-6,85	+17,72
C-376-I57,5	Fe-родохрозит	-11,24	+15,26
C-376-I00	Родохрозит	-9,04	+15,48
C-380-252,6	Mg-кутнагорит	-7,89	+16,08
C-380-232,4	Родохрозит	-9,53	+14,77
C-380-252,2	Кутнагорит	-4,9	+12,89
C-380-257,5	"	-5,86	+16,77
C-380-258	Ca-родохрозит	-9,02	+15,12
	Среднее	-8,16	+15,62

Примечание. Анализы выполнены в Бурятском Геологическом институте СО АН СССР В.Г.Куницыным. В левой графе первые цифры означают номер выработки (штольни или скважины), вторые - глубину отбора проб (для скважин) или номер образца (для штольни).

ВЕРТИКАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ РУД, ОКОЛОРУДНЫХ ОРЕОЛОВ
И МЕТАСОМАТИТОВ ФЛЮОРИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗАБАЙКАЛЬЯ

Изучению закономерностей изменения в пространстве состава руд, околорудных метасоматитов и первичных ореолов эндогенных месторождений отводится важное место в развитии теории рудообразования. Кроме того, установление зональности месторождений и отдельных рудных тел позволяет прогнозировать оруденение с большей долей вероятности. Оно особенно существенно для месторождений жильного типа, каковыми являются рассматриваемые флюоритовые месторождения, для которых правильный прогноз оруденения на глубину на основе выявления его вертикальной зональности крайне необходим.

Гипогенная зональность флюоритовых месторождений Забайкалья изучена слабо, существующие в настоящее время представления, сложившиеся главным образом по данным визуальных наблюдений, неполны и во многом противоречивы. Исследования, преследующие цель выявления зональности околорудных метасоматитов и первичных ореолов, почти не проводились.

1. Для выявления элементов вертикальной зональности рудных тел нами были обработаны по определенной методике материалы массовых опробовательских работ на Таширском и некоторых других рудных узлах Забайкалья (Булнаев, 1990). Анализ полученных при этом графиков распределения основных компонентов руд показывает, что на Наранском месторождении с глубиной содержание флюорита закономерно убывает (рис. 1). Значит, концентрация второго по значению минерала – кварца, наоборот, возрастает. Аналогичные графики, построенные по одному из наиболее протяженных по падению рудному телу № 2, свидетельствуют о волнообразном изменении с глубиной содержания флюорита и кварца (рис. 2). Увеличение концентрации флюорита происходит дважды, а кварца – трижды. На обобщенном графике (см. рис. 1) эти "пики" также присутствуют, но они сильно сглажены из-за частичного "перекрывания" на разных разрезах противоположных по знаку "аномалий".

На другом жильном флюоритовом месторождении Таширского рудного узла – Хэлтэгейском – установлена несколько иная картина, в частности, наличие только одного максимума содержания флюорита.

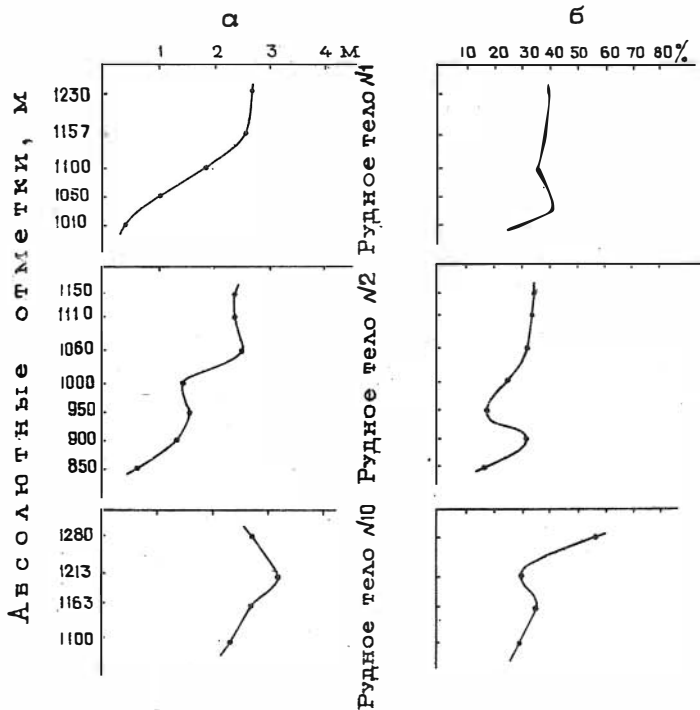


Рис. I. Графики изменения по падению рудных тел обобщённых по горизонтам средней мощности (а) и среднего содержания флюорита (б) на Наранском месторождении.

В то же время анализ гипсометрического положения этого "пика" показал, что второй такой же максимум, имевшийся первоначально на месторождении, уничтожен эрозией.

Изучение особенностей распределения по глубине флюорита и кварца на флюоритовых месторождениях Восточного Забайкалья выявило ту же закономерность - волнообразный характер концентрации главных рудообразующих минералов (рис.3). На графиках, составленных по усредненным по горизонтам данным, отмеченные максимумы и минимумы концентрации не столь рельефны, но прослеживаются достаточно уверенно. На протяженных по падению жилах таких максимумов тоже два. Интересно и другое: оба максимума содержания

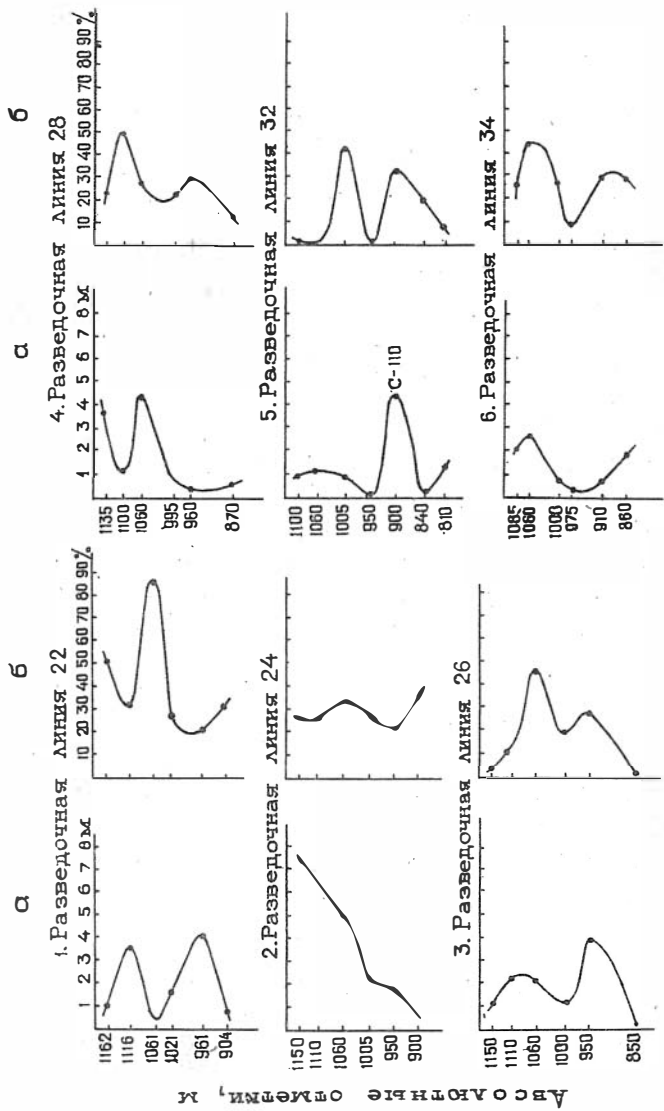


Рис.2. Графики изменения с глубиной средних значений мощности (а) и содержания флюорита (б) по частным пересечениям рудного тела № 2 Наранского месторождения.

флюорита расположены на определенном гипсометрическом уровне примерно в 100 м друг от друга по падению.

Таким образом, анализ особенностей распределения с глубиной главных минералов рудных тел флюоритовых месторождений с многостадийным формированием не выявил наличия выраженной вертикальной минералогической зональности оруденения. По-видимому, в данном случае находит подтверждение известное положение о том, что в месторождениях эпitherмального типа эндогенная зональность проявлена крайне слабо или вовсе не проявлена.

Контрастная вертикальная зональность оруденения наблюдается на флюоритовых месторождениях Забайкалья чрезвычайно редко. Она имеет место, главным образом, на тех из них, которые формировались в относительно спокойной тектонической обстановке при одноактном поступлении гидротермальных растворов. К числу таких объектов отнесено известное Абагайтуйское месторождение, которое, локализуясь в зоне разлома, залегает частично среди праднеурских андезитов и андезитобазальтов, частично среди подстилающих их палеозойских гранитов. Рудная зона состоит из серии кулисообразно расположенных в разрезе кварц-флюоритовых жил. Наиболее детально изученные нами четыре из них, локализующиеся на разных гипсометрических уровнях, имеют слабо проявленную вертикальную минералогическую зональность. Но увязка их по высотным отметкам позволила получить в целом по месторождению довольно стройную интегральную схему вертикальной зональности (рис.4).

В общем виде от поверхности примерно до горизонта 150 м прослеживается мономинеральная флюоритовая зона с небольшим количеством барита. Ниже, в интервале 150-200 м, выделяется мало мощная зона кварц-флюоритовых руд, которая далее по падению (200-300 м) сменяется зоной кварц-кальцит-флюоритового состава. Нижняя часть жил, ниже горизонта 300 м, сильно обогащена манганокальцитом. Это существенно флюорит-кальцитовая зона. Ниже 322 м все рудные тела, включая и "слепые", практически выкливаются, замещаются полностью манганокальцитом.

Исследования показали, что для флюоритовых месторождений Забайкалья характерно формирование в близповерхностной зоне на фоне интенсивного трещинообразования при пульсационном поступлении гидротермальных растворов. При этом, как правило, не происходило одновременное с подтоком растворов смещение рудолокализу-

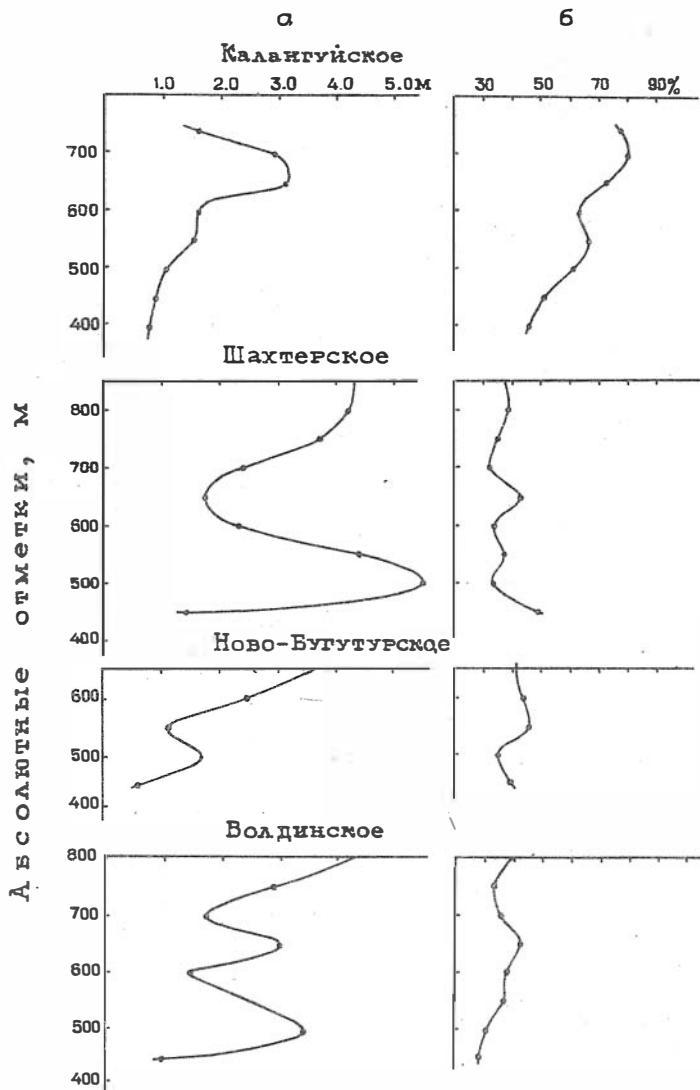


Рис.3. Графики изменения с глубиной обобщенных по горизонтам средней мощности (а) и среднего содержания флюорита (б) на флюоритовых месторождениях Восточного Забайкалья.

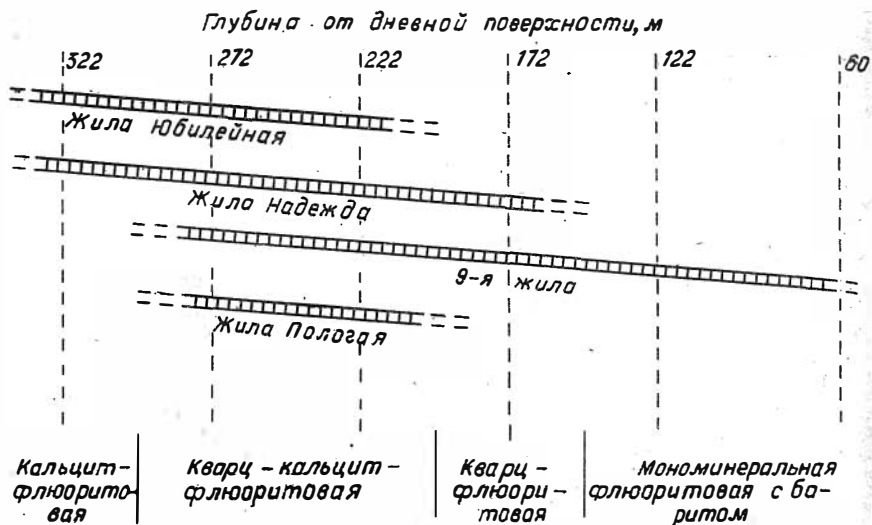


Рис.4. Обобщённая схема вертикальной зональности Абагайтуйского флюоритового месторождения.

ющих трещин. Эти две особенности условий рудоотложения обусловили наложение друг на друга минеральных ассоциаций разных стадий без заметного разобщения их в пространстве. В редких случаях, когда минералообразование протекало в более стабильной тектонической обстановке при непрерывном поступлении гидротермальных растворов, проявилась, как например на Абагайтуйском месторождении, выраженная вертикальная зональность оруденения.

2. Одной из важных особенностей строения территории Забайкалья, особенно внутренней зоны области мезозойской активизации, где главным образом и проявилась промышленная флюоритовая минерализация, является исключительно широкое развитие разнообразных гранитоидов, вулканогенных пород и других магматических образований алюмосиликатного состава. Как показали наши исследования, экстенсивность и интенсивность оруденения внутри серии неодинаковы, но абсолютное большинство флюоритовых месторождений и разных по размерам рудопроявлений залегает именно в этих породах. Хотя масштабы (запасы) месторождений, залегающих в карбонатных

породах, обычно значительны, количество их весьма ограничено.

Все месторождения независимо от состава вмещающих пород и размеров рудных тел сопровождаются зонами околорудных изменений. В породах алюмосиликатного состава эти изменения в общем сходны, выразились главным образом в различной по интенсивности аргиллизации, т.е. насыщении их гидротермальными глинистыми минералами. Меньшую роль играют хлоритизация, серицитизация, низкотемпературное окварцевание и флюоритизация, а также карбонатизация и пиритизация. Аргиллизированные породы слагают зоны мощностью до 3-5 м, располагающиеся симметрично по обе стороны рудного тела. Интенсивность и масштабы изменений зависят, как правило, от зернистости и трещиноватости рудовмещающих пород.

В развитии аргиллизации и сопутствующих ей процессов устанавливается определенная последовательность, обусловленная эволюцией самих гидротермальных растворов, изменением их кислотности-щелочности. В прерудный этап, на стадии кислотного выщелачивания, происходит преимущественное окварцевание. Образование собственно глинистых минералов начинается в связи с циркуляцией рудообразующих кремнисто-фтористых растворов. На стадии затухания гидротермальной деятельности в глубинных частях некоторых месторождений происходят карбонатизация и поздняя пиритизация пород. Эти изменения обычно наложены на аргиллизиты.

В аргиллизированных породах флюоритовых месторождений Забайкалья из вторичных минералов отмечаются каолинит, диккит, галлуазит, монтмориллонит, гидромусковит, хлорит и серицит. Исследованиями установлено, что перечисленные минералы слабо дифференцированы в пределах зон аргиллизации, располагаются совместно, образуя единый минеральный комплекс. Это связано главным образом с тем, что в процессе многократного поступления гидротермальных растворов на один и тот же уровень одни новообразованные минералы накладывались на другие. Наблюдающаяся на некоторых месторождениях вертикальная зональность аргиллизитов, выражающаяся в том, что в верхних срезах зон преобладает каолинит, а в нижних частях их - карбонат и сульфиды, улавливается с трудом и в целом мало пригодна для целей локального прогнозирования.

Более контрастную вертикальную зональность околорудных метасоматитов удастся наблюдать в тех случаях, когда описанные аргиллизиты чередуются в разрезе с метасоматитами других типов. Та-

кое чередование было установлено нами на крупнейшем в Забайкалье Уртуйском флюоритовом месторождении. Отличительной особенностью этого месторождения является то, что мощная и протяженная (до 600 м) по падению рудная зона, во-первых, залегает в плоскости тектонического разрыва на контакте биотитовых гранитов – с одной стороны, андезитобазальтов – с другой, а во-вторых, имея довольно крутое (до 30°) склонение к юго-западу, располагается по простиранию на разном удалении от современной поверхности (рис.5).

В юго-западной, частично центральной частях месторождения, где рудная зона имеет "слепое" залегание или эродирована немного, в надрудной и верхнерудной зонах наблюдается интенсивная аргиллизация боковых пород при подчиненном развитии процессов окварцевания, хлоритизации и серицитизации. При этом аргиллизиты начинаются примерно на 60–70 м выше "головки" главного рудного тела, а по падению последнего прослеживаются еще на 50 м. Ниже этого уровня они сменяются другими околорудноизмененными породами – метасоматитами кварцевого и кварц-слюдистого состава. Граница между зонами, лежащая на юго-западе на глубине 350 м, постепенно поднимаясь к северо-востоку, выходит на поверхность на крайнем северо-востоке месторождения. Вертикальная протяженность зоны кварцевых и кварц-слюдистых метасоматитов варьирует от 150 до 250 м (см. рис.5).

С появлением на глубине сопутствующих рудных тел и резким расширением рудной зоны получают распространение кварц-полевошпатовые и полевошпатовые метасоматиты. Они прослеживаются по падению в виде крупных линз примерно на 150 м. Причем установлено, что метасоматиты этого типа образуются, в отличие от аргиллизитов и кварц-слюдистых пород, исключительно по дробленным андезитам и андезитобазальтам. В составе их главную роль играет калиевый полевой шпат-адуляр, образующий в ассоциации с кварцем агрегаты средне-, крупнозернистого строения или же мономинеральные скопления.

Заканчивают колонку околорудных метасоматитов чисто кварцевые породы, вскрытые на северо-восточном фланге месторождения некоторыми наиболее глубокими скважинами. Это тонкозернистая мономинеральная порода, иногда с реликтами обломков вмещающих пород, редкой и мелкой вкрапленностью пирита.

Развитие на Уртуйском месторождении околорудных метасомати-

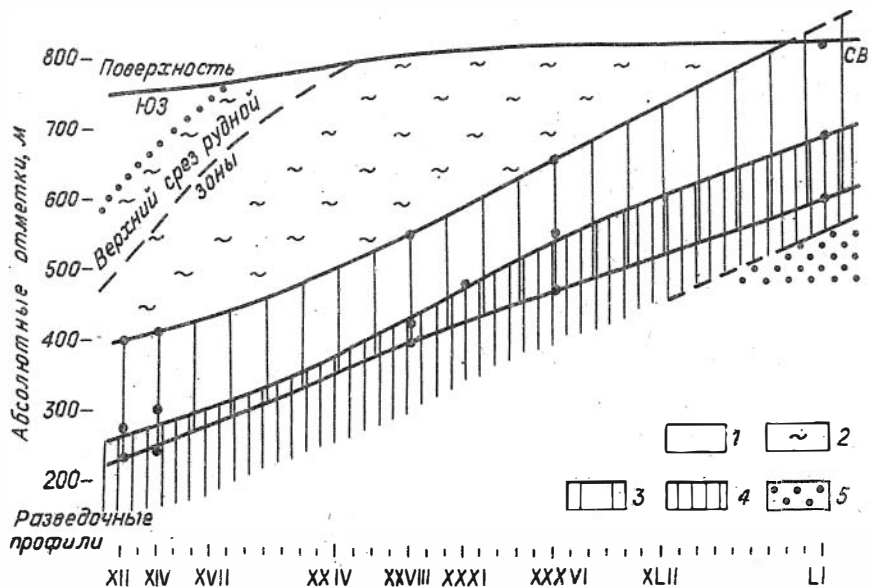


Рис.5. Схема вертикальной зональности околорудных метасоматитов Уртуйского флюоритового месторождения (разрез в плоскости рудной зоны):

I – неизменённые боковые породы; 2 – зона арг кварцевых и кварц-слюдистых метасоматитов; 4 – зона кварц-полевошпатовых и полевошпатовых метасоматитов; 5 – кварцевые метасоматиты.

тов нескольких типов, образующих в целом вертикальную колонку зональности, объясняется, на наш взгляд, двумя причинами: а) огромным вертикальным размахом оруденения (600 м), тогда как обычно этот интервал не превышает 250–300 м; б) локализацией рудной зоны в тектоническом разрыве на границе двух резко контрастных геологических сред – гранитов и андезитобазальтов.

Приведенные данные показывают, что в определенных геологоструктурных условиях и на месторождениях эпitherмального типа может быть проявлена довольно контрастная вертикальная зональность околорудных метасоматитов. Кроме того, описанная схема зональ-

ности позволяет уверенно прогнозировать оруденение на глубину на месторождениях, сходных по условиям локализации с Уртуйским.

3. Отсутствие на большинстве флюоритовых месторождений Забайкалья выраженной вертикальной зональности как самого оруденения, так и сопутствующих ему околорудных метасоматитов вызывает необходимость поиска других критериев, эффективных для оценки уровня вскрытия рудных тел, степени их денудационного среза. Одним из перспективных направлений таких исследований является, несомненно, изучение зональности первичных геохимических ореолов. По данным Л.Н.Овчинникова и С.В.Григоряна (1970), зональность первичных ореолов (ПО) эндогенных месторождений, как правило, более устойчива и универсальна, чем рудная зональность, и главное, на ней не отражается стадийность процессов минералообразования. Однако, несмотря на такие несомненные достоинства этого метода, околорудные ореолы флюоритовых месторождений изучены крайне слабо как у нас в Союзе, так и за рубежом.

Работами А.В.Коплуса и Л.С.Пузанова (1972) установлено, что на флюоритовых месторождениях наиболее контрастные ореолы могут дать F, Ba, Mo, Pb, Zn, Ag, As, Be, Y, Yb, Sr и Li, которые во всех случаях образуют аномалии положительного знака. Позже С.В.Григорян и Р.К.Шацнев (1985), изучая флюоритовые месторождения Узбекистана, пришли к выводу, что для них основными ореолообразующими элементами являются Li, Be, Mo, Pb, Zn, Ag, Cu, Bi, Sn, Ba и Sr.

Сопоставление приведенных двух рядов индикаторных элементов показывает, что в целом они достаточно близки друг другу. Поэтому нами для решения задачи с учетом материалов по геохимии флюоритовых месторождений Забайкалья, а также возможностей имеющейся аналитической базы был принят набор элементов, включающий в себя Be, Li, Rb, Cs, Mo, Sn, Pb, Cu, Ba, Sr, F, Na, K.

Вследствие низкой концентрации индикаторных элементов для выявления вертикальной зональности ПО, для усиления контрастности последней применяют различные приемы математической обработки результатов опробования. Чаще используют так называемый показатель (коэффициент) зональности ореола (Kз), который представляет собой отношение произведений содержаний на рудных элементах к произведению концентраций подрудных элементов. В последнее время С.В.Григоряном и Р.К.Шацневым (1985) был рекомендован метод муль-

типликативного коэффициента (K_M) в виде $K_M = Li \cdot Ve / Mo^2$. Проведенные нами исследования показали, что применительно к флюоритовым месторождениям эпitherмального типа ни один из этих методов не дает однозначных результатов, не позволяет выявить вертикальную зональность их ПО. Поэтому был предложен другой, качественно иной метод, отличительной особенностью которого является сам принцип подбора индикаторных элементов при составлении формулы для расчетов K_3 . Если в первом случае при составлении такой формулы сопоставляются наиболее контрастные индикаторные элементы надрудной и подрудной зон, то в данном случае с каждой из рассматриваемых зон сравниваются последовательно все остальные зоны. При этом в каждом конкретном случае получается своя формула, которая позволяет уверенно отделить данную зону от других.

Необходимо также отметить следующие три момента. Во-первых, манипулируя сочетаниями элементов сопоставляемых зон, можно получить несколько вариантов более простых формул для расчета, выбрать из них те, которые дают значимо отличающиеся друг от друга значения K_3 . Во-вторых, если в расчетах K_3 той или иной зоны участвуют данные опробования по нескольким сечениям (профилям), то величина этого коэффициента оказывается в определенных, достаточно узких пределах. Однако проверка с использованием данных по другим зонам ПО показывает, что в полученный предел вписываются коэффициенты только одной анализируемой зоны. И наконец, иногда абсолютные значения и пределы колебания K_3 разных зон могут быть близкими друг другу. В этих случаях необходимо иметь в виду, что они получены по разным формулам с использованием разных комбинаций индикаторных элементов (табл. I).

Следует отметить, что предложенная методика анализа вертикальной зональности первичных ореолов флюоритовых месторождений во многом требует доработки, математического обоснования. Одним из недостатков его является то, что в породах разного состава формулы для расчета K_3 и значения самого коэффициента получаются резко отличными. Это хорошо выявилось при исследованиях на Хелтэгейском месторождении, залегающем в отличие от Наранского не в субщелочных граносиенитах и сиенитах, а в нормальных гранитах (табл. 2). По-видимому, метод пригоден, главным образом, для локального прогнозирования оруденения на глубину, когда рудные тела залегают в сходных по составу породах.

Формулы расчёта и значения Кз первичного ореола Наранского месторождения

Номер варианта	Зоны первичного ореола														
	Надрудная		Верхнерудная		Среднерудная		Нижнерудная		Полурудная		Кз	Формула	Кз	Формула	Кз
	Формула	Кз	Формула	Кз	Формула	Кз	Формула	Кз	Формула	Кз					
1	$\frac{Pb \cdot Sr}{Rb \cdot Mo \cdot F}$	$\frac{9,76x}{x 10^{-2}}$	$\frac{K}{Li \cdot Cs \cdot Sn}$	$\frac{(5,4-13,8)}{x 10^2}$	$\frac{Li \cdot Cs \cdot Pb}{Ba}$	$\frac{35,8-73,5}{(75,3-167,9)}$	$\frac{Sn \cdot Mo}{Const \cdot 50}$	$\frac{I,02-1,58}{(0,57-1,03)}$	$\frac{Pb \cdot Mo \cdot Rb}{Mo \cdot Rb}$	$\frac{250,9}{Pb \cdot Cu}$					
2	$\frac{Ba \cdot Sr}{Rb}$	$\frac{913,1}{-1,42}$	$\frac{Const \cdot 500}{Li \cdot Cs \cdot Sn}$	$\frac{0,53}{-1,42}$	$\frac{Li \cdot Cs \cdot Cu \cdot F}{Mo \cdot Ba}$	$\frac{(75,3-167,9)}{x 10^2}$	$\frac{Sn \cdot F}{Rb}$	$\frac{I,03}{x 10^2}$	$\frac{Mo \cdot Rb}{Pb}$	$\frac{194,8}{I,03}$					
3	$\frac{Rb \cdot Ba}{Mo \cdot Sn}$	$\frac{685,2}{-2,67}$	$\frac{Const \cdot 50}{Cs \cdot Sn}$	$\frac{I,44}{-2,67}$	$\frac{Pb \cdot Li}{Mo \cdot Ba}$	$\frac{0,78}{-1,28}$	$\frac{Sn \cdot Mo \cdot F}{Rb}$	$\frac{(3,67-7,49)}{x 10^2}$	$\frac{Const \cdot 100}{Pb \cdot Cu}$	$\frac{1,07}{Pb \cdot Cu}$					
4	$\frac{Pb \cdot Cu}{F}$	$\frac{27,2x}{x 10^2}$	$\frac{Const \cdot 500}{Li \cdot Sn \cdot Cu}$	$\frac{0,53}{-1,50}$	$\frac{Cu \cdot F}{Mo}$	$\frac{43,4}{-92,0}$	$\frac{Sn \cdot Mo}{Rb}$	$\frac{0,13}{-0,27}$							

Таблица 2

1	$\frac{Const \cdot 5000}{Be \cdot Pb \cdot Cu}$	$\frac{I,13}{-1,19}$	-	$\frac{Cu \cdot Pb}{Sn \cdot Sr \cdot Cs}$	$\frac{0,91}{-1,60}$	$\frac{Be \cdot Ba}{Rb}$	$\frac{9,6^{\pm}}{Ba \cdot Sn}$	$\frac{Cs \cdot Sr}{Ba \cdot Sn}$	$\frac{2,68^{\pm}}{Ba \cdot Sn}$
2	$\frac{Const \cdot 500}{Rb \cdot Cu}$	$\frac{4,06}{4,66}$	-	$\frac{Cu \cdot Pb}{Sn \cdot Sr}$	$\frac{6,28}{-1,48}$	$\frac{Be \cdot Rb \cdot Sn}{Pb \cdot Mo}$	$\frac{0,38^{\pm}}{Ba}$	$\frac{Cs \cdot Mo \cdot Sr}{Ba}$	$\frac{18,8^{\pm}}{Ba}$
3	$\frac{Const \cdot 5000}{Ba \cdot Cu}$	$\frac{0,80}{-0,87}$	-	$\frac{Rb \cdot F}{Li}$	$\frac{234}{-436 \cdot 10^2}$	$\frac{Rb \cdot Sn}{Mo}$	$\frac{35,1^{\pm}}{Li \cdot F}$	$\frac{Cs}{Li \cdot F}$	$\frac{5,7x}{10^4}$

4. Наряду с изложенным, в отчетный период в рамках плановой научной темы "Рудные месторождения Забайкалья" проводились исследования по некоторым другим смежным направлениям. В частности, были рассмотрены, главным образом по литературным материалам, возможные генетические типы криолитовой минерализации и перспективы их поисков в Забайкалье (Булнаев, 1989). В результате установлено, что в генетическом отношении проявления криолитовой минерализации не отличаются большим разнообразием, представлены практически двумя близкими друг другу типами. Относительно широко распространенный из них связан с метасоматически измененными щелочными и субщелочными гранитами преимущественно древнего возраста (Украина, Казахстан, Тува, Гренландия). Криолитосодержащие метасоматиты отличаются от самих гранитов пересыщенностью кремнеземом, высоким содержанием алюминия и щелочей, а также ничтожно малым присутствием кальция (0,15–0,40 %), что, очевидно, затрудняет выпадение фтора в виде флюорита. Вместе с тем, высокое содержание в породе (и растворе) алюминия и щелочей, в особенности натрия, приводит к кристаллизации алюмофторидов, среди которых главными являются криолит и веберит.

Другой тип криолитовой минерализации, выявленный пока только в Забайкалье, представлен комплексным редкометалльным месторождением в щелочных метасоматитах зон глубинных разломов. В отличие от криолитосодержащих метасоматитов в гранитоидах, месторождения этого типа образовались вне связи с массивами щелочных пород под воздействием инфильтрационного потока высокотемпературных (более 600 °C) растворов, обогащенных фтором и натрием, на докембрийские регионально метаморфизованные и гранитизированные породы (Прохоров, 1984). Для них характерны значительные масштабы метасоматических процессов и оруденения.

Анализ особенностей геологического строения и рудоносности Забайкалья позволил положительно оценить перспективы региона на поиски криолитовых проявлений обоих типов. Основанием для такого заключения послужили: неоднократное проявление процессов тектономагматической активизации, развитие интрузий субщелочных и щелочных пород, нередко испытавших интенсивные постмагматические изменения (кальципитизацию, альбитизацию, грейзенизацию) и несущих редкометалльное оруденение, широкое распространение крупных разрывных нарушений, сопровождающихся зачастую метасоматическим

изменением боковых пород и, наконец, обнаружение здесь в щелочных метасоматах редкометалльно-криолитового месторождения.

5. В прошедшей пятилетке также были выполнены исследования по изучению соотношения флюоритовой минерализации одного из крупнейших флюоритоносных районов Забайкалья (Южного Приаргунья) с мезозойскими гранитоидными интрузиями (Булнаев, Попов, 1987). В итоге удалось уточнить возраст широко развитых в районе вулкано-огненных образований, показать, что формирование их происходило в средне-позднеюрское время. Одновременно установлено, что внедрение указанных гранитоидов произошло до проявления вулканической деятельности данного этапа, т.е. задолго до образования флюоритовых месторождений. Это подтверждается также данными термобарогеохимии, которые показали, что флюоритовое оруденение по отношению к интрузиям гранитоидов не обнаруживает наличия температурной зональности. А магматизм, соответствующий по возрасту эпохе образования месторождений, представлен различными базальтоидами и сопутствующими им субвулканическими интрузиями липаритов и дацитов, непосредственная связь с которыми флюоритовой минерализации маловероятна. Высказано мнение, что источник оруденения, скорее всего, глубинный, мантийный.

В. А. Тюгашев

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ РУД ИКАТСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ МАРГАНЦА (Забайкалье)

Икатское марганцевое месторождение характеризуется наличием осадочных кварц-карбонатных и возникших в результате их преобразования у контакта с гранитным интрузивом силикатных руд. Неоднородность в составах карбонатов первичных руд послужила причиной большого разнообразия силикатных парагенезисов. Слагающие их минералы варьируют по составу от чисто кальциевых (воластонит, ферробустамит) до существенно марганцевых (родонит, тиродит). Детальное изучение химизма марганцевых силикатов и особенностей изоморфного вхождения элементов (магния и железа в пирок-

сеноиды, марганца и кальция в амфиболы) позволило выявить целый ряд закономерностей их поведения. Диагностика и определение составов минералов были проведены на микрозонде "CAMECA" и рентгеноструктурными методами.

Относительная редкость данного генетического типа марганцевого месторождения сделала необходимым проведение серии дополнительных исследований. А именно: был проведён сравнительный анализ составов руд из различных участков месторождения и характеристика температурного поля на основе карбонатной геотермометрии. Только доказательство наличия температурного градиента в пределах осадочной толщи и её однородность по химическому составу даёт возможность с уверенностью связывать закономерности в фазовых составах руд и химизма минералов с тепловым воздействием на породы.

Месторождение приурочено к толще докембрийского возраста, состоящей главным образом из пород карбонатного состава и условно разделённой на верхнюю карбонатно-сланцевую свиту и нижнюю свиту доломитистых мраморов (рис. I). Сами руды находятся в верхней свите, сложенной в основном мраморами, графит-серицит-карбонатными и марганценосными кварц-карбонатными сланцами (Беличенко, 1960). Рудные тела представлены в виде линз и залежей переменной мощности, залегающих согласно с вмещающими породами. Толща смята в антиклинальную складку северо-западного простирания и в юго-западной её части прорвана гранитами нижнепалеозойского возраста. В связи с контактовым воздействием гранитов на месторождении выделяется зональность, которая выражается в следующем. В удалении от контакта с интрузией (4-5 км) в северо-восточном крыле складки находятся кварц-карбонатные руды, состоящие в основном из карбонатов доломит-кутнагоритового ряда, манганкальцита, родохрозита с небольшим количеством мусковита и спессартина. Карбонатные руды юго-западного фланга (1-2 км) имеют аналогичный минералогический состав карбонатов, но отличаются отсутствием кварца, мусковита и более высоким содержанием спессартина. На контакте их с существенно кварцевыми породами, а также в кварц-карбонатных сланцах распространены силикатные руды. Они состоят из родонита, бустамита, маргандиопсида, марганцевого амфибола, спессартина и калиевого полевого шпата. Разобщённость в пространстве марганценосных участков не позволила проследить посте-

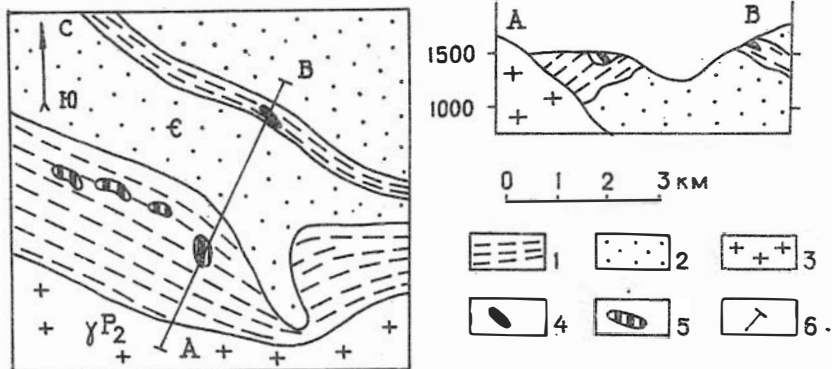


Рис.1. Геологическая схема месторождения:

1 - верхняя карбонатно-сланцевая свита; 2 - нижняя свита доломитистых мраморов; 3 - граниты; 4 - кварц-карбонатные марганцевые руды; 5 - карбонатные и силикатные марганцевые руды; 6 - линия геологического разреза.

пенный переход одного типа руд в другой. Однако приуроченность силикатных руд к области контакта с интрузивом сомнений не вызывает и позволяет сделать предположение о их более позднем образовании из карбонатных руд при тепловом воздействии на осадочную толщу.

Для подтверждения гипотезы необходимо доказать, что силикатные и карбонатные руды одного состава претерпели различное тепловое воздействие. В случае невыполнения этого условия возникает неопределенность, которая ставит под сомнение сам факт термального метаморфизма руд. Для проверки были отобраны пробы на различных участках месторождения. Как видно из анализов, приведенных в таблице и отображенных на рис.2, составы силикатных и кварц-карбонатных руд в целом идентичны.

Следующим шагом должен быть выбор метода, с помощью которого возможно определение меры теплового воздействия на породы. Наиболее удобным в данном случае является метод определения температуры образования кальцит-доломитовых и манганкальцитовых-магнезиокутнагоритовых пар, в основе которого лежит знание функции изменении границ разрыва смеси в ряду карбонатных твер-

Химические составы карбонатных и силикатных руд Икатского месторождения

Компоненты	Карбонатные руды						Силикатные руды					
	И-18-6	И-18-7	И-18-8	И-18-2	И-18-5	И-10-5	И-6-13	И-8-5	И-6-3	И-6-8		
SiO ₂	17,74	24,86	51,23	57,20	64,46	26,32	47,44	32,80	62,88	67,06		
TiO ₂	0,05	0,14	0,17	0,07	0,05	0,06	0,05	0,16	0,18	0,25		
Al ₂ O ₃	0,40	2,84	2,75	1,78	0,24	1,49	1,21	0,73	1,64	4,58		
Fe ₂ O ₃	1,98	2,18	0,61	1,13	1,38	4,43	1,33	0,23	0,89	1,15		
FeO	0,24	-	0,99	0,49	-	-	0,62	1,92	0,54	2,87		
MnO	35,20	35,00	2,68	17,69	10,20	11,65	18,54	38,29	14,58	9,00		
MgO	6,49	2,96	3,98	2,04	2,08	10,19	2,46	3,83	2,18	3,57		
CaO	8,69	6,70	16,26	5,58	8,46	24,20	20,36	15,75	11,26	9,81		
Na ₂ O	-	0,19	0,75	-	0,03	0,02	0,29	0,08	0,15	0,10		
K ₂ O	0,14	0,13	0,21	0,04	0,08	0,42	0,51	0,08	0,08	0,69		
P ₂ O ₅	0,17	0,19	0,07	0,09	0,02	0,08	0,01	0,07	0,12	0,10		
П.п.п.	28,40	24,79	20,50	13,33	12,88	20,83	6,93	6,53	5,64	1,20		
Σ	99,50	100,01	100,20	99,44	99,88	99,69	99,15	100,47	100,14	100,38		

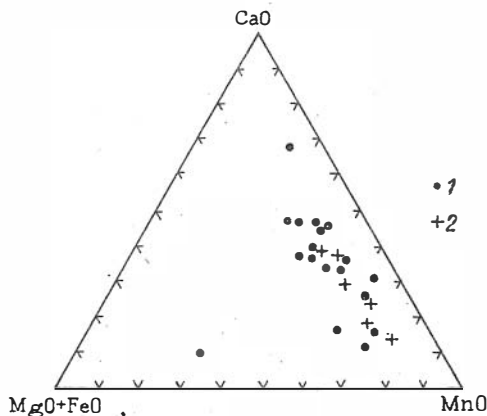


Рис. 2. Составы марганцевых руд Икатского месторождения:
 I - силикатные; 2 - кварц-карбонатные руды.

ных растворов. Для пересчета были взяты результаты экспериментальных исследований карбонатных равновесий в системах $\text{CaCO}_3\text{-MgCO}_3$ (Goldsmith, Heard, 1961) и $\text{CaCO}_3\text{-MgCO}_3\text{-MnCO}_3$ (Goldsmith, Graf, 1960).

После изучения составов карбонатов из различных типов руд, а также из пород, расположенных в непосредственной близости от них, были сделаны следующие выводы. Магнезиальность кальцита, находящегося в парагенезисе с доломитом, варьирует в пределах от 0,01 до 0,68 мол.%. Это является следствием того, что процесс выравнивания составов не протекал до конца из-за кратковременности теплового воздействия на породы. Наибольшая концентрация магния отражает максимальную температуру, при которой находился карбонатный парагенезис. Кальциты доломитистых известняков из области распространения силикатных марганцевых руд обладают большей магнезиальностью (до 0,68 мол.%), что соответствует по термометру Гольдсмита температуре 600 °С, в то время как в кальцитах из кварц-карбонатных руд, находящихся на значительном удалении от гранитов, не превышает 0,42 мол.% и отвечает значению температуры 500 °С.

В отличие от кальцит-доломитового, манганкальцит-магнезиокутнагоритовое равновесие не способно помочь в определении температур их формирования в силу малой точности проведения экспериментов. Тем не менее качественная картина изменения границ

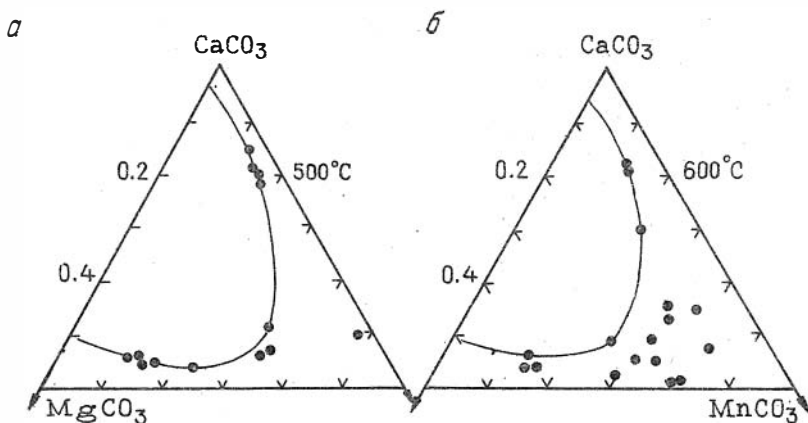


Рис.3. Составы карбонатов из кварц-карбонатных руд (а) и карбонатных, расположенных вместе с силикатными рудами (б).

разрыва смесимости в ряду кальцит-доломит-кутнагорит в зависимости от температуры должна была бы проявиться в рудах Икатского месторождения. Такое сравнение заслуживает внимания по двум причинам. Во-первых, рассматриваемые карбонаты, как и в эксперименте, имеют только Ca-Mg-Mn состав и почти не содержат железа, что очень сильно приближает их к условиям эксперимента. Во-вторых, в качестве объекта исследования выступают очень редкие, а стало быть и малоизученные, минералы (кутнагорит, магнизокутнагорит).

Как видно из рис.3а,б, значения температур, вычисленные при помощи геотермометра Гольдшмита, не противоречат распределению составов карбонатов на тройных диаграммах. Область разрыва смесимости в карбонатах, взятых из участков, контактирующих с силикатными рудами, соответствует температуре их формирования 600 °С, а для кварц-карбонатных руд соответственно 500 °С.

Из всего вышесказанного следует, что толща марганцесодержащих карбонатных осадков претерпела со стороны гранитной интрузии термальный метаморфизм. В результате реакции декарбонатизации произошла смена кварц-карбонатных парагенезисов на силикатные. В рудах, с резким недостатком кремнезема, фазовый состав в целом сохранился. Но тем не менее, различие в температурах воздействия на них подтверждается всем вышеизложенным материалом.

Исходя из того, что основным процессом изменения является реакция декарбонатизации, нетрудно вычлени́ть факторы, влияющие на разнообразие минеральных ассоциаций силикатных руд и на химическую неоднородность фаз переменного состава. Во-первых - это исходное соотношение кальция, магния и марганца, определяющее парагенезис. Во-вторых, углекислотный режим протекания реакции, влияющий на смещение равновесий не только реакции образования, но и обменных реакций. Рассмотрим несколько случаев такого влияния на примере марганцевых амфиболов и родонит-бустамитового парагенезиса.

Главным условием одновременного возникновения близких по составам и структурным характеристикам минералов родонита и бустамита должно быть промежуточное отношение кальция и марганца в парагенезисе между отношениями концентраций этих элементов в них. В противном случае мы наблюдаем одну из этих фаз. Однако, как оказалось, это не единственное условие их появления. В рудах с необходимым Ca/Mn отношением и даже превышающим его бустамита мы чаще всего не наблюдаем. Отличительной чертой этих руд является более чем обычное содержание манганкальцита. Все становится на свои места, если избыток карбоната в парагенезисе рассматривать как показатель высокой фугитивности углекислоты. Она же, в свою очередь, буферизует реакцию, смещая равновесие в сторону образования более марганцевого пироксеноида - родонита. Данное утверждение подкрепляется результатами экспериментальных исследований в этой системе (рис.4) (Abrent, Peters, 1980).

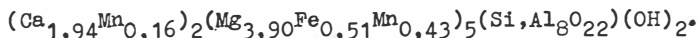
Родонит и бустамит представляют собой интерес не только как пример буферирования реакций декарбонатизации. В некоторых случаях эта пара минералов является единственным показателем температурного режима. Основой для этого может служить все та же работа Дж.Абрехта и Т.Петерса, в которой показана возможность такого подхода и ряд ограничений в его применении. Подробный анализ химизма пироксеноидов, вычленение из них истинно равновесных пар и определение температур их образования содержится в ранних работах (Тюгашев, 1988, 1987а). На данный момент стоит отметить, что из семи изученных ассоциаций родонита и бустамита отвечают условиям равновесия только две. Определенные по ним температуры не противоречат результатам определений по карбонатному геотермометру и определяют интервал формирования парагенезиса от 500 до 580 °С.

рис.4. Поле устойчивости родонита, бустамита и карбоната в условиях переменной фугитивности углекислого газа (Abrecht, Peters, 1980).

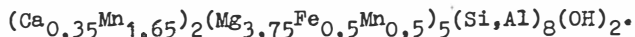


Марганцевые амфиболы являются одними из наиболее распространенных минералов на месторождении. Составы их на диаграмме распределяются в определенной закономерности (рис.5) и варьируют в пределах от тремолита до тиродита. Поскольку полная смешимость между этими крайними членами ряда явление не только исключительно редкое, но и спорное, для интерпретации материала потребовался дополнительный анализ кристаллохимических особенностей марганцевых моноклиновых амфиболов (Тугашев, 1987б).

В результате исследования выведена следующая закономерность. В рудах с высоким содержанием кальция возможен парагенезис: марганцевый амфибол-мангандиопсид-родонит-бустамит. В присутствующем здесь амфиболе марганец распределяется в октаэдрические позиции и его кристаллохимическая формула будет выглядеть следующим образом:



В малокальциевых парагенезисах в ассоциации амфибол-родонит-кальциевый полевой шпат составы доходят до почти безкальциевого амфибола - тиродита:



Суммируя вышеописанное, следует отметить еще раз основные моменты настоящего исследования. Карбонатные марганцевые руды Икатского месторождения, претерпевшие термальнейший метаморфизм, послужили источником образования силикатных руд. Фазовые составы

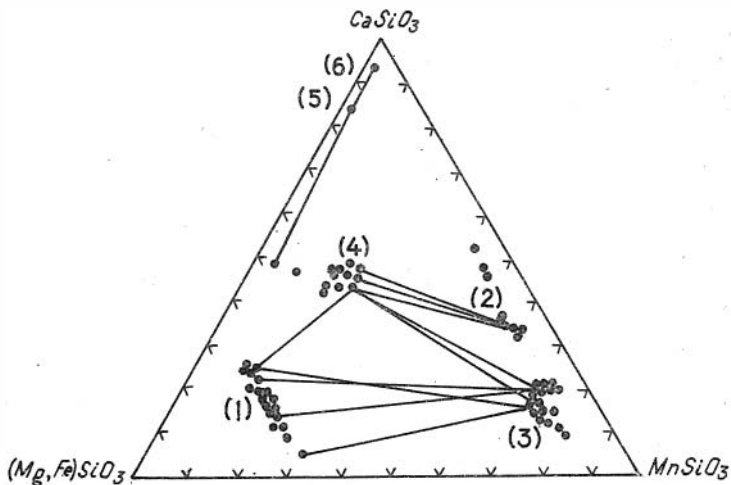


Рис.5. Составы марганцевых силикатов руд Икатского месторождения:

- 1 – марганцевый амфибол; 2 – бустамит; 3 – родонит;
 4 – марганциопсид; 5 – ферробустамит; 6 – волластонит.

силикатных парагенезисов определялись первичным соотношением кальция, марганца и магния в породе. Также интенсивное влияние оказал режим углекислоты в системе, резко меняющейся по мере протекания реакции декарбонатизации. Все это определило широкий спектр минералов на месторождении, позволивший с достаточной степенью надежности расшифровать и подробно изучить процесс термального метаморфизма руд.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

- БАЙКАЛЬСКИЙ мегасвод (структура, магматизм, металлогения) // Комаров Ю.В., Копылов Э.Н., Белоголовкин А.А. и др. – Новосибирск: Наука, 1984. – 120 с.
- БАЛЖИН П.А., ЮРСКИЙ С.А., ПРОСКУРЯКОВ А.А. К проблеме оценки газовой составляющей интрузивных пород основного состава // Геология и геофизика. – 1983. – № 2. – С.36–41.

- БЕЛИЧЕНКО В.Г. Геологическая характеристика Икат-Гаргинского месторождения марганца // Тр. Вост.-Сиб. фил. АН СССР. - Иркутск, 1960. - № 25. - С.17-24.
- БУЛНАЕВ К.Б., ПОПОВ В.Д. О соотношении флюоритовой минерализации Южного Приаргуны с гранитоидными интрузиями // Геология и геофизика. - 1987. - № 4. - С.72-79.
- БУЛНАЕВ К.Б. Криолит: типы минерализации и перспективы поисков в Забайкалье // Минералогия магматических пород и месторождений Забайкалья. - Улан-Удэ, 1989. - С.29-46.
- БУЛНАЕВ К.Б. К вопросу о вертикальной зональности флюоритовых месторождений Забайкалья // Геология рудных месторождений. - 1990. - № 6. - С.46-55.
- ВОЛЬФРАМОВЫЕ месторождения, критерии их поисков и оценки / Под ред. Ф.Р.Апельцина. - М.: Недра, 1980. - 255 с.
- ГЕНЕТИЧЕСКИЕ модели эндогенных рудных формаций. В 2-х томах / Отв. ред. В.А.Кузнецов. - Новосибирск: Наука, 1983. - Т.1. - 178 с; Т.2. - 176 с.
- ГОРБАЧЕВ А.П. История развития структуры месторождения Холтосон // Эволюция эндогенных процессов и оруденения в Забайкалье. - Улан-Удэ. 1981. - С.76-87.
- ГОРБАЧЕВ Н.С. Флюидно-магматическое взаимодействие в сульфидно-силикатных системах. - М.: Наука, 1989. - 126 с.
- ГРИГОРЯН С.В., ШАДЬЕВ Р.К. Особенности первичных ореолов месторождений кварц-флюорит. формации // Геохимические методы при геологическом картировании. М.: Недра, 1985. - С.3-5.
- ГУРУЛЕВ С.А. Геология и условия формирования Йоко-Довыренского габбро-перидотитового массива. - М.: Наука, 1965. - 124 с.
- ДИМАН Е.Н., НЕКРАСОВ И.Я. Высокотемпературная растворимость золота в воде и генезис золоторудных месторождений // Изв. вузов. Геология и разведка. - 1987. - № II. - С.66-74.
- ЕРШОВА Н.А., ЛЕВИТАН Г.М. Особенности гранитоидных формаций восточного склона Среднего и Южного Урала в связи с их золотоносностью // Тез. докл. 3-го Уральского петрографич. совещ. Т.2. - Свердловск, 1974. - С.130-132.
- ЕФИМОВ А.А., КОЛЯСНИКОВ А.А., МАЕГОВ В.И. и др. О находке редкой минеральной ассоциации титанфассаит + перовскит в магнезиальных эндоскарнах Довыренского габбро-гипербазитового массива (Северное Прибайкалье) // Институт геологии и геохимии

- им. А.Н.Заварицкого: Ежегодник 1985. - Свердловск. 1986. - С.92-94.
- ЖИТКОВ А.Н., КРАВЧИНСКИЙ А.Я. Палеомагнитное изучение стратиформных колчеданно-полиметаллических руд Озерного месторождения // Геология, минералогия и пути освоения полиметаллических месторождений Забайкалья. - Улан-Удэ, 1985. - С.78-84.
- ЗАРАЙСКИЙ Г.П., БАЛАШОВ В.Н. К структуре количественной генетической модели грейзенового месторождения // Геология рудных месторождений. - 1987. - № 6. - С.3-13.
- ЗВЯГИН В.Г. Некоторые особенности локализации рудных столбов на Дарасунском месторождении // Вопросы геологии месторождений золота. - Томск, 1970. - С.292-297.
- ИВАНОВА Г.Ф. Геохимические условия формирования вольфрамовых месторождений: Автореф. дис.... д-ра геол.-мин.наук. - М., 1990. - 49 с.
- ИОДЕР Х. Образование базальтовой магмы. - М.: Мир, 1979. - 237 с.
- КАЧАРОВСКАЯ Л.Н., КОННИКОВ Э.Г., КАВИЛАДЗЕ М.Ш. Изотопный состав серы и генезис сульфидных руд Йоко-Довыренского базит-гипербазитового массива (Северное Прибайкалье) // Геология и геофизика. - 1986. - № 5. - С.52-56.
- КЕПЕЖИНСКАС В.В. Кайнозойские щелочные базальты Монголии и их глубинные включения. - М.: Наука, 1979. - 312 с.
- КИСЛОВ Е.В. Силикатные включения в хромшпинелях эндоконтактных дунитов Йоко-Довыренского массива // Геология и геофизика. - 1990. - № 10. - С.47-50.
- КИСЛОВ Е.В., КОННИКОВ Э.Г., ЗАГУЗИН Г.Н. Хромистый титан-флогопит из ультраосновных пород Йоко-Довыренского расслоенного массива (Сев. Прибайкалье) // Геология и геофизика. - 1988. - № 1. С.125.
- КИСЛОВ Е.В., КОННИКОВ Э.Г., ПОСОХОВ В.Ф., ШАЛАГИН В.Л. Изотопные свидетельства коровой контаминации в Йоко-Довыренском массиве // Геология и геофизика. - 1989. - № 9. - С.140-144.
- КИСЛОВ Е.В., БУШЛЯКОВ И.Н. Галогены во флогопите и апатите Йоко-Довыренского массива // Геология и геофизика. - 1990. - № 4. - С.68-72.
- КОННИКОВ Э.Г. Дифференцированные гипербазит-базитовые комплексы докембрия Забайкалья. - Новосибирск: Наука, 1986а. - 220 с.
- КОННИКОВ Э.Г. Перспективы медного, медно-никелевого и благород-

- нометалльного оруденения в южном обрамлении Сибирской платформы // Эндегенные процессы и оруденение в Забайкалье. - Улан-Удэ, 1986б. - С.124-128.
- КОННИКОВ Э.Г., ЭПЕЛЬБАУМ М.Б., МИРОНОВ А.Г., КАНАКИН С.В. Поведение золота и петрогенных элементов в процессе смешения и кислых расплавов (экспериментальные данные) // Геохимия. - 1986. - № 12. - С.1736-1742.
- КОННИКОВ Э.Г. Методическое руководство по локальному прогнозу богатого сульфидного оруденения в мафит-ультрамафитовых комплексах на основе петрогенетической модели. Улан-Удэ: Изд. БФ СО АН СССР, 1987. - 72 с.
- КОННИКОВ Э.Г., КИСЛОВ Е.В., КАЧАРОВСКАЯ Л.Н. Новые данные о петрологии и рудоносности Йоко-Довыренского никеленосного плутона // Геология и геофизика. - 1988. - № 3. - С.36-45.
- КОННИКОВ Э.Г., МИРОНОВ А.Г., ЭПЕЛЬБАУМ М.Б., ЧЕХМИР А.С. Экспериментальное изучение термодиффузии H_2O в расплаве базальта // Геохимия. - 1990а. - № 6. - С.903-907.
- КОННИКОВ Э.Г., ОРСОВЕВ Д.А., ЦЫГАНКОВ А.А. Минералого-геохимические особенности и рудоносность Чайского перидотит-пироксенит-габбро-норитового массива (Северное Прибайкалье) // Геохимия рудных элементов в базитах и гипербазитах. Критерии прогноза. - Иркутск, 1990б. - С.148-151.
- КОННИКОВ Э.Г., КАЧАРОВСКАЯ Л.Н., ЗАГУЗИН Г.Н., ПОСТНИКОВА А.А. Особенности состава главных минералов сульфидных руд Байкальского медно-никелевого месторождения (Северное Прибайкалье) // Геология и геофизика. - 1990в. - № 2. - С.59-66.
- КОЛЫЦЕВЫЕ структуры континентов Земли / Бреханов В.Н., Буш В.А., Глуховский М.З. и др. - М.: Недра, 1987. - 184 с.
- КОПЛУС А.В., ПУЗАНОВ Л.С. Поиски месторождений плавикового шпата // Оценка месторождений при поисках и разведках. Плавиковый шпат. М.: Недра, 1972. - С.146-182.
- КОРЖИНСКИЙ Д.С. Гранитизация как магматическое замещение // Изв. АН СССР. Сер. геол. - 1952. - № 2. - С.56-69.
- КРИВОСЛАВОВ Г.С., ЯРОШЕВСКИЙ А.А., УСТИНОВ В.И., СТРИЖОВ В.П. Перераспределение изотопов кислорода при взаимодействии магматической системы с вмещающими породами (по материалам Йоко-Довыренского массива, Северное Прибайкалье) // IX Всесоюз. симпозиум по стабильным изотопам в геохимии: Тез. докл. - М., 1982. - Т.1. - С.134-136.

- КРИВИЦОВ А.И. Модели рудных месторождений. - М.: ВИЭМС, 1989. - 65 с.
- ЛАУМУЛИН Т.М. Редкометаллоносные структуры в геотектоногенах Казахстана. - Алма-Ата: Наука, 1977. - 200 с.
- ЛАУТЕРБАХ Р. Микромагнитная съемка - вспомогательное средство геологической разведки // Н.ж. ун-та им. К.Каркса. Лейпциг. Математ. науки. Сер.3 (т.3), 1953-1954. - 84 с.
- ЛИТВИНОВСКИЙ Б.А. Магмообразование в условиях ограниченного поступления гибридных флюидов // Гранитоиды - индикаторы глубинного строения Земли. - Новосибирск, 1985. - С.27-41.
- ЛИТВИНОВСКИЙ Б.А., ПОСТНИКОВ А.А., ЗАНВИЛЕВИЧ А.Н. и др. Новые данные по магматизму Озернинского рудного узла // Геология и геофизика. - 1986. - № 8. - С.56-66.
- МАРАКУШЕВ А.А. Кислотно-щелочные свойства минералов и петрохимические расчеты // Вестн. МГУ. Сер. Геология. - 1973. - № 5. - С.17-27.
- МАРАКУШЕВ А.А. Магматическое замещение и его петрогенетическая роль // Очерки физико-химической петрологии. - М., 1987. - С.27-38.
- МАХОРКИНА Г.И. К вопросу о твердых растворах пирротина // Зап. ВМО. - 1986. - Ч.115, вып.2. - С.173-177.
- МЕДЬ-НИКЕЛЕНОСНЫЕ габброидные формации складчатых областей Сибири. - Новосибирск: Наука, 1990. - 235 с.
- МЕЛЯХОВЕЦКИЙ А.А., АЩЕПКОВ И.В. Глубинные включения в базальтоидах БРЗ // Эндеогенные процессы и оруденение в Забайкалье. - Улан-Удэ, 1986. - С.17-27.
- МЕЛЯХОВЕЦКИЙ А.А., АЩЕПКОВ И.В., ДОБРЕЦОВ Н.Л. Амфибол- и флогопитсодержащие мантийные ксенолиты и родственные включения Бартойских вулканов // Докл. АН СССР. - 1986. - Т.286, № 5. - С.1215-1219.
- МЕЛЯХОВЕЦКИЙ А.А., АЩЕПКОВ И.В., ЮДИН Б.Н. Мантийные метасоматиты и родственные включения в базальтоидах Бартойских вулканов // Геология и геофизика. - 1988. - № 9. - С.24-33.
- МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ в областях активизации (на примере Забайкалья). - М.: Наука, 1977. - 205 с.
- МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ и прогнозирование оруденения на скарновых месторождениях / Ходанович П.Ю., Данилевский В.И., Серебрицкий А.И. и др. - Новосибирск: Наука, 1990. - 238 с.

- МИКОВ А.Д. Вторичная зональность сульфидных жил Дарасунского месторождения // Вопросы геологии месторождений золота.- Томск, 1970. - С.248-253.
- МОРФОТЕКТОНИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ центрального типа Сибири и Дальнего Востока / Худяков Г.И., Кулаков А.П., Ежов Б.В. и др. - М.: Наука, 1988. - 216 с.
- НАУМОВ Г.Б., ЕРМОЛАЕВ Н.П., МОТОРИНА Э.М. и др. Геохимическая роль и место рудоподготовительных процессов в моделях эпигенетического рудообразования // Генетические модели эндогенных рудных формаций. Т.1. - Новосибирск, 1983. - С.34-41.
- НЕВСКИЙ В.А., ФРОЛОВ А.А. Структуры рудных месторождений центрального типа. - М.: Недра, 1985. - 246 с.
- НЕФЕДЕЛЬЕВ М.А., ВИНОГРАДОВ Б.К. Комплексирование методов при прогнозировании и поисках рудных месторождений. Новосибирск: Наука. - 1982. - 163 с.
- ОВЧИННИКОВ Л.Н., ГРИГОРЯН С.В. Закономерности состава и строения первичных геохимических ореолов сульфидных месторождений // Научные основы геохимических методов поисков глубокозалегающих рудных месторождений. Ч.1. Иркутск, 1970. - С.3-36.
- ОНТОВЕВ Д.О. Стадийность минерализации и зональность молибденово-вольфрамовых месторождений Джидинского рудного района // Джидинский рудный район (проблемы развития и освоения минеральных ресурсов). - Новосибирск, 1984. - С.53-77.
- ПЕРЦЕВ Н.Н., ШАБЫНИН Л.И. Скарновые, карбонатные и бруситовые ксенолиты Йоко-Довыренского массива // Контактные процессы и оруденение в габбро-перидотитовых интрузиях. - М.: Наука, 1979. - С.85-96.
- ПЕТРОЛОГИЯ сульфидного магматического рудообразования / Дистлер В.В., Гроховская Г.Л., Евстигнеева Т.Л. и др. М.: Наука, 1988. - 231 с.
- ПЕТРОВСКАЯ Н.В. Самородное золото. - М.: Наука, 1973. - 347 с.
- ГЕОЛОГИЯ и сейсмичность зоны БАМ. Глубинное строение / Письменный Б.М., Алашкин А.М., Поспеев А.В., Мишенькин Б.П. - Новосибирск: Наука, 1984. - 171 с.
- ПИТУЛЬКО В.М. Особенности вторичной зональности месторождений в перигляциальных областях // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. - Магадан, 1976. - С.154-168.

- ПРОХОРОВ К.В. Редкометалльные высокотемпературные натровые метасоматиты и условия их образования // Геология руд. месторождений. - 1984. - № 5. - С.36-48.
- РЕДКОМЕТАЛЛЬНОЕ оруденение Казахстана / Под ред. Г.Н.Черба. - Алма-Ата: Наука, 1988. - 224 с.
- РЕЗАНОВ И.Н. Кайнозойские отложения и морфоструктура Восточного Прибайкалья. - Новосибирск: Наука, 1988. - 128 с.
- РЕМТЕЛЬ Г.Г. Решение прямых задач гравиметрии и магнитометрии в связи с моделированием сложных геологических сред // Геология и геофизика. - 1983. - № 6. - С.118-128.
- РОСЛЯКОВ Н.А. Геохимия золота в зоне гипергенеза. - Новосибирск: Наука, 1981. - 238 с.
- РОСЛЯКОВА Н.В., БОРИСЕНКО А.С., ОСОТИН Ю.Ю. и др. Металлы во флюидных включениях золоторудных месторождений // Геохимия рудообразующих систем и металлогенический анализ. - Новосибирск, 1989. - С.157-164.
- РУДОКОНТРОЛИРУЮЩИЕ структуры Азии и их металлогения / Фаворская М.А., Баскина В.А., Шими́н Н.Л. и др. - М.: Недра, 1983. - 192 с.
- РУДООБРАЗОВАНИЕ и генетические модели эндогенных рудных формаций / Под ред. А.А.Оболенского, В.И.Сотникова, В.Н.Шарапова. - Новосибирск: Наука, 1988. - 344 с.
- РЯБЧИКОВ И.Д. Геохимическая эволюция земли. - М.: Наука, 1988. - 36 с.
- РЯБЧИКОВ И.Д., ОРЛОВА Г.П. Золото в магматических флюидах // Физико-химические модели петрогенеза и рудообразования. - Новосибирск, 1984. - С.103-111.
- САЗОНОВА Л.А. Морфоструктурный анализ при локальном прогнозировании эндогенного оруденения // Сов. геология. - 1989. - № 5. - С.15-25.
- САХАРОВА М.С. Минералого-геохимические особенности золоторудных столбов на Дарасунском месторождении // Проблемы образования рудных столбов. - Новосибирск, 1972. - С.103-111.
- СИМАКИН А.Г., КИСЛОВ Е.В. Оценка динамических условий образования мономинеральных оливиновых адкумуляторов с приложением к Йоко-Довьренскому массиву // Физико-химическое моделирование в геологии и петрологии на ЭВМ: Тез. докл. II Всес. совещания. - Иркутск, 1988 - 93 с.

- СИМОНОВ Ю.И., МАКСИМОВ С.С. Методические рекомендации по локальному прогнозированию и поискам близповерхностного золотого оруденения в областях тектономагматической активизации. - Чита, 1985. - 71 с.
- СЛИВИНСКИЙ А.А. Некоторые структурные и металлогенические особенности Уда-Витимского междуречья по результатам комплексных геолого-геофизических работ // Зап. Забайк. фил. геогр. о-ва СССР. - Чита, 1974. - Вып.72. - С.38-40.
- СМИРНОВА О.К. Особенности минералообразования на вольфрамовых месторождениях Джидинского рудного узла // Эндегенные процессы и оруденение в Забайкалье. - Улан-Удэ, 1986. - С.138-148.
- СМИРНОВА О.К. Условия образования шеелита в сульфидно-гюбнеритовых рудах Джиды // Геология, минералогия и условия образования гидротермальных месторождений Забайкалья. - Новосибирск, 1987. - С.70-78.
- СМИРНОВА О.К., ГРИШИН А.М. Минералого-геохимические ассоциации сульфидно-гюбнеритового месторождения Холтосон // Минералогия магматических пород и месторождений Забайкалья. - Улан-Удэ, 1989. - С.88-106.
- СМОЛЯНСКИЙ Е.Н. Об основных закономерностях и пространственном размещении молибденовых и вольфрамовых месторождений в Джидинском рудном районе // Материалы по геологии рудных месторождений Западного Забайкалья. Вып. I. - Иркутск, 1960. - С.20-38.
- СМЫСЛОВ А.А., ТУГАРИНОВ А.И., РОДОВ А.В. и др. Геохимическая зональность территории Советского Союза как результат направленной миграции радиоактивных элементов // Распределение радиоактивных элементов и их изотопов в земной коре. - М., 1978. - С.4-18.
- СУЛЬФИДНЫЕ медно-никелевые руды Норильских месторождений / Генкин А.Д., Дистлер В.В., Гладышев Г.Д. и др. - М.: Наука, 1981. - 234 с.
- ТЕКТОНИЧЕСКИЕ разломы Забайкалья / Булгатов А.Н., Булнаев К.Б., Очилов Ц.О. и др. - Новосибирск: Наука, 1978. - 112 с.
- ТЕЙЛОР Х.П. Применение изотопии кислорода и водорода к проблемам гидротермального изменения вмещающих пород и рудообразования // Стабильные изотопы и проблемы рудообразования. - М., 1977. - С.213-294.

- ТИМОФЕЕВСКИЙ Д.А. Геология и минералогия Дарасунского золоторудного региона. - М.: Недра, 1972. - 260 с.
- ТРОШИН Ю.П., ГРЕБЕННИКОВА В.И., КОЧЕТКОВА Л.Ф. Геохимические аспекты связи магматизма и золотого оруденения // Проблемы рудоносности магматических пород. - Иркутск, 1987. - С.51-86.
- ТРУНЕВА М.Ф., ГУРУЛЕВ С.А., ЯМОДИК С.М., ОГУРЦОВ А.М. Некоторые особенности генезиса сульфидных медно-никелевых руд Чайского месторождения // Контактные процессы и оруденение в габбро-перидотитовых интрузиях. - М.: Наука, 1979. - С.97-107.
- ТУГАРИНОВ А.И. О причинах формирования рудных провинций // Химия земной коры. - М., 1963. - Т.1. - С.153-177.
- ТУПЯКОВ В.Е., ШИРОКИХ И.Н., РОЗОВ Д.Н. Модель рудно-метасоматической колонны Карийского рудного поля (Восточное Забайкалье) // Геология и геофизика. - 1982. - № II. - С.33-38.
- ТУПЯКОВ В.Е., РОЗОВ Д.Н., БОРЩЕВСКИЙ Ю.А. и др. Гипогенная зональность месторождений Карийского рудного района Восточного Забайкалья // Источники рудного вещества и физико-химические условия эпитермального рудообразования. - Новосибирск, 1990. - С.132-142.
- ТЮГАШЕВ В.А. Составы родонита и бустамита как индикаторы условий образования Икатского месторождения (Забайкалье) // Использование минералогических методов при прогнозе, поисках и оценке месторождений полезных ископаемых: Тез. докл. семинара-школы. - Алма-Ата, 1987а. - С.91-92.
- ТЮГАШЕВ В.А. Химизм силикатов марганцевых руд Икатского месторождения (Забайкалье) // Материалы IV региональной конференции молодых ученых Дальнего Востока и Сибири. - Владивосток, 1987б. - С.50-59.
- ТЮГАШЕВ В.А. Минеральные парагенезисы и условия формирования Икатского месторождения марганцевых руд (Забайкалье) // Геология и геофизика активизированных областей Восточной Сибири. - Иркутск, 1988. - С.59-60.
- УСТИНОВ В.И., ЯРОШЕВСКИЙ А.А., СТРИЖОВ Н.П. и др. Изотопный состав кислорода породообразующих минералов Иско-Довыренского дунит-габбро-норитового массива (Северное Прибайкалье) // VIII Всесоюз. симпозиум по стабильным изотопам в геохимии. - М., 1980. - С.56-58.

- ФЕДЮК В.И. Микромагнитная съемка и ее геологические возможности. - М.: Госгеолтехиздат, 1958. - 64 с.
- ФИЛОСОВОВ В.П. Основы морфометрического метода поисков тектонических структур. - Саратов: Изд-во Саратов. ун-та. - 1975. - 231 с.
- ФИРСОВ А.П., ЦАРЕВ Д.И. О возрасте Озерного месторождения на основе петрофизического и физико-химического исследования взаимоотношений с магматическими образованиями // Магматические комплексы и рудные месторождения Забайкалья. - Улан-Удэ, 1986. - С.141-150.
- ФЛОРЕНСОВ Н.А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. - М.: Изд-во АН СССР, 1960. - 258 с.
- ХОДАНОВИЧ П.Ю. Индикаторная роль метасоматических формаций // Эндеогенные процессы и оруденение в Забайкалье. - Улан-Удэ, 1986. - С.129-137.
- ХОДАНОВИЧ П.Ю. Закономерности пространственной локализации рудных столбов месторождения Холтосон // Геология, минералогия и условия образования гидротермальных месторождений Забайкалья. - Новосибирск, 1987. - С.61-70.
- ХОДАНОВИЧ П.Ю., СМИРНОВА О.К., ГОРБАЧЕВ А.П. Структура месторождений Джидинского рудного узла и закономерности размещения вольфрамовых руд в связи с перспективой прироста их запасов // Джидинский рудный район (проблемы развития и освоения минеральных ресурсов). - Новосибирск, 1984. - С.77-92.
- ХОДАНОВИЧ П.Ю., СМИРНОВА О.К. Закономерности распределения и условия образования шеелита Джидинских месторождений в связи с проблемой качества сульфидно-гюбнеритовых руд // Технологическая минералогия промышленных типов месторождений. - Л., 1987. - С.98-103.
- ХОДАНОВИЧ П.Ю., СМИРНОВА О.К., БАЗАРОВА Г.В. Минералогические особенности бедных жильно-штоковерковых руд вольфрамитовых месторождений // Рациональное использование минерального сырья. - Улан-Удэ, 1989. - С.3-31.
- ХОДАНОВИЧ П.Ю., СМИРНОВА О.К. Вольфрамносные березиты и локальный прогноз оруденения. - Новосибирск: Наука, 1991. - 240 с.
- ЦАРЕВ Д.И. Метасоматоз и конвергенция в петрологии и рудогенезе. - М.: Наука, 1978. - 309 с.
- ЦАРЕВ Д.И. Генезис колчеданно-цинкового месторождения в Забайкалье // Изв. АН СССР. Сер.геол.- 1983. - № II. - С.97-107.

- ЦАРЕВ Д.И. Геологические закономерности размещения полиметаллического и железного оруденения в Озёрнинском рудном узле // Магматические комплексы и рудные месторождения Забайкалья. - Улан-Удэ, 1986. - С.103-111.
- ЦАРЕВ Д.И. Вулканотитные метасоматиты // Геология, минералогия и условия образования гидротермальных месторождений Забайкалья. - Новосибирск, 1987. - С.13-19.
- ЦАРЕВ Д.И. Признаки различия син- и эпигенетических стратиформных месторождений // Тез. докл. Межрегиональной конф. по стратиформным месторождениям. Ч.1. - Чита, 1990. - С.25-27.
- ЦАРЕВ Д.И., ФИРСОВ А.П. Флюидопорфиры рудных месторождений: проблема петрологии рудообразования и формационного анализа // Происхождение и эволюция магматических формаций в истории Земли. Т.2. - Новосибирск, 1986. - С.194-195.
- ЦАРЕВ Д.И., ФИРСОВ А.П. Проблема формирования колчеданных месторождений (на примере Забайкалья). - М.: Наука, 1988. - 144 с.
- ЧЕРНОВ Ю.А. Тектонические разломы Удино-Витимского междуречья // Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР. Сер. геол. - 1959. - С.32-39.
- ШАМРАЙ Е.И. О некоторых геоморфологических признаках радиально-концентрической инфраструктуры МЦТ // Морфоструктуры центрального типа Сибири и Дальнего Востока. - Владивосток, 1988. - С.72-75.
- ШАТАГИН Н.Н., ЩЕГЛОВ В.И. Моделирование месторождений и рудных полей на ЭВМ (диалоговые системы). - М.: Недра, 1989. - 150 с.
- ШАХОВ Ф.Н. О рудоносности гранитоидных интрузий // Рудообразование и его связь с магматизмом. - М., 1972. - С.20-28.
- ШЕПАРД С.М., ТЕЙЛОР Х.Р. Происхождение вод батолита Боулдер и рудного месторождения Бьютт, Монтана, в свете изотопных исследований водорода и кислорода // Стабильные изотопы и проблемы рудообразования. М., 1977. - С.397-448.
- ШОБОГОРОВ П.Ч., ИГНАТОВИЧ В.И., ДАВЫДОВ В.И. и др. Основные черты металлогении территории Бурятской АССР // Геология и полезные ископаемые Бурятии. - Улан-Удэ, 1983. - С.37-58.
- ЩЕГЛОВ А.Д. Эндогенная металлогения Западного Забайкалья. - Л.: Недра, 1966. - 278 с.

- ЩЕРБА Г.Н. Грейзеновые месторождения // Генезис эндогенных рудных месторождений. - М., 1968. - С.378-442.
- ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ исследование геохимии золота с помощью метода радиоизотопных индикаторов / Миронов А.Г., Алмухамедов А.И., В.Ф.Гелетий и др. - Новосибирск: Наука, 1989. - 284 с.
- ABREHT J., PETERS T. The miscibility gap between Rhodonite and Bustamite Along the join $MnSiO_3 - CaSiO_3$ // Contribs. Mineral. and Petrol. - 1980. - Vol.74. - P.261.
- CABRI L.J. New data on phase relations in the Cu-Fe-S system // Econ. Geol. 1973. - Vol.68, N 4. - P.443-454.
- CANADIAN mineral deposit types: a geological synopsis / Ed. O.R.Eckstrand // Geol. Surv. Canada Econ. Geol. Report. - 1984. - Vol.36. - 86 p.
- CHAPMAN N.A. Inclusions and megacrysts from undersaturated tuffs and basanites, E.Fyfe, Scotland // J.Petrol. - 1976. - Vol.17. - P.472-498.
- FABRIES T., FIGUEROA O., LORAN T.P. Petrology and thermal history of highly deformed mantle xenoliths//J.Petrol.-1987.- Vol.28. - P.887-919.
- FABRIES T., BODINIER T.L., DUPUY C. et al. Evidence for modal metasomatism in the orogenic spinel lherzolite body from Canssou// J.Petrol. - 1989. - Vol.30. - P.199-228.
- FRANCIS D.M. The origin of amphibole in lherzolite xenoliths from Nunivak, Alaska // Ibid. - 1976. - Vol.17. - P.357-378.
- FRANCIS D.M. Mantle-melt interaction, recorded in spinel lherzolite xenoliths from the Alligator Lake volcanic complex, Canada // Ibid. - 1987. - Vol.28.- P.569-597.
- GOLDSMITH J.R., GRAF D.L. Subsolidus relations in the system $CaCO_3-MgCO_3-MnCO_3$ // J. Geol. - 1960. - Vol.68. - P.324-335.
- GOLDSMITH J.R., HEARD H.C. Subsolidus phase relations in the $CaCO_3-MgCO_3$ // J. Geol. 1961. - Vol.69. - P.45-74.
- IRVINE T.N. Crystallisation sequences in the Muskox intrusion and other layered intrusions - II. Origin of chromitite layers and similar deposits of other magmatic ores // Geochim. Cosmochim. Acta. - 1975. - Vol.39, N 6/7. - P.991-1020.
- IRVING A.J. Petrology and geochemistry of compositexeliths in

- alkali basalts and implication for magmatic processes within the mantle // Amer. J. Sci. - 1980. - Vol.280-A. - P.389-426.
- KHODANOVICH P.Yu., SMIRNOVA O.K. Mineral formation trend and rhythm as the major factors of the vein-stockwork tungsten ores quality // Abstracts of the 8-th IAGOD Symposium.- Ottawa, 1990. - P.A81-82.
- KOLONIN G.R., SMIRNOVA O.K., KHODANOVICH P.Yu., SCHIRONOSOVA G.P. Physical-chemical conditions of scheelite and hubnerite ores formation at the deposits of the vein-stockwork type// Geologic-technological assessment of ore minerals, samples and deposits. - L., 1990. - P.37-42.
- KULLERUD G. The Fe-Ni-S system. // Carnegie Inst. Wash. Year Book. - 1963. - Vol.62. - P.175-189.
- KUSHIRO I. The system forsterite-dyopside-silica with and without water at high pressures // Amer. J. Sci. - 1969. - Vol.267-A. - P.269-294.
- MENZIES M., RAMA M.V. Mantle metasomatism as a precursor to the genesis of alkaline magmas: isotopic evidence // Amer. J. Sci. - 1980. - Vol.280-A. - P.622-643.
- MERRIAM D. CAI in Geology // Computer and Geoscience. - 1976. - Vol.2, N 1. - P.3-7.
- MINERAL Deposit Models // U.S. Geol. Surv. Bull. - 1986. - 379 p.
- MIRONOV A.G. Mechanism of formation of the gold-bearing ore-generating granitoid intrusions // IGCP-Proect 224: Pre-Jurassic evolution of Eastern Asia. - Novosibirsk, 1990. - P.229-231.
- NALDRETT A.J., CRAIG J.R., KULLERUD G. The central portion of the system Fe-Ti-S and its bearing on pentlandite exsolution in iron-nickel sulfide ores // Econ. Geol. - 1967. - Vol.62, N 6. - P.846-847.
- PAPUNEN H. Sulfide mineralogy of the Kotalachti and Hitura nickel-copper ores // Finland Ann. Acad. Sci. Fen. - 1970. - Ser. A.111, 109. - 74 p.
- PIWINSKII A.J. Experimental studies of granitoids from the central and Southern Coast, Ranges, California // Tschermarks Miner. und Petrogr. Mitt. - 1973. - Vol.20, N 2. - P.107-130.
- PROSPECT for mineral resource assessment on public lands: Pro-

- ceeding of the Leesburg workshop // U.S. Geol. Surv. Circ. 1986. - N 980. - 330 p.
- RODEN M.F., FREY F.A., FRANSIS D.M. An example of consequent mantle metasomatism in peridotite inclusions from Nanivak Island, Alaska // J.Petrol. - 1984. - Vol.25. - P.546-577.
- SAKUYAMA M., KUSHIRO I. Vesiculation of hydrous andesitic melt and transport of alkalines by separated vapor phase // Contribs. Mineral. and Petrol. - 1979. - Vol.71. - P.66-86.
- SECH H.A. Der Flub des Drucks auf die Zusammensetzung koexistieren des Alkalifeldspäte und Plagioklase im System $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - $\text{CaAlSi}_2\text{O}_8$ - H_2O // Contribs. Mineral. and Petrol.- 1971. - Vol.31. - P.67-80.
- SMITH D., EHRENBERG S.N. Zoned minerals in garnet peridotite nodules from Colorado plateau: implication for mantle metasomatism and kinetiks // Ibid. - 1984. - V.86. - P.274-285.
- TAKENO S., CLARK A.H. Observation on tetragonal (Fe, Ni, Co)S mackinawite // J.Sci. Hiroshima Univ. - 1967. - Vol.5, N 3. - P.328-339.
- TAYLOR L.A. Low temperature phase relations in the Fe-S system// Carnegie Inst. Year-Book. - 1970. - N 68. - P.259-270.
- TETSURO U. Aluminous granite as a source magma of hydrothermal ore deposits: An experimental study // Econ. Geol. - 1985. - Vol.80, N 1. - P.148-157.
- TOULMIN P., BARTON P.B. A thermodynamic study of pyrite and pyrrhotite // Geochim. et Cosmochim. Acta. - 1964. - Vol.28, N 5. - P.641-671.
- VORMA A. Pyrrhotite-troilite intergrowth from Luikonlahti copper deposit, Eastern Finland // Bull. Geol. Soc. Finland. - 1970. - N 42. - P.3-12.
- YUND R.A., HALL H.T. Hexagonal and monoclinie pyrrhotites // Econ. Geol. - 1969. - Vol.64, N 4. - P.420-423.
- WELLS P.R.A. Pyroxene thermometry in simple and complex systems // Contribs. Mineral. and Petrol. - 1977. - Vol.62. - P.129-140.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ
ПУБЛИКАЦИЙ СОТРУДНИКОВ БТИ СО АН СССР ПО ТЕМЕ
"ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ И ЛОКАЛЬНОЕ ПРОГНОЗИРОВАНИЕ
ЭНДОГЕННОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ЗАБАЙКАЛЬЕ"

- АЩЕПКОВ И.В., ДОБРЕЦОВ Н.Л., МЕЛЯХОВЕЦКИЙ А.А. Модель эволюции верхней мантии Байкальской рифтовой зоны по глубинным включениям // Литосфера и астеносфера континентов и океанов. - Новосибирск, 1985. - С.53-64.
- АЩЕПКОВ И.В., ДОБРЕЦОВ Н.Л., КАЛМАНОВИЧ М.А. Гранатовые перидотиты из щелочных пикритовидов и базанитовидов Витимского плоскогорья. // Докл. АН СССР. - 1988. - Т.302, № 2. - С.417-421.
- БАЛКИН П.А., КИСЛОВ Е.В., МАЙОРОВА О.Н., ПОСПЕЛОВА Л.Н. Орбиклярные породы из протерозойских ультрабазит-базитовых массивов Северного Забайкалья // Геология и геофизика. - 1987. - № 7: - С.40-50.
- ДОБРЕЦОВ Н.Л., КОННИКОВ Э.Г., СКЛЯРОВ Е.В., МЕДВЕДЕВ В.Н. Марианит-бонинитовая серия и эволюция офиолитового магматизма Восточного Саяна // Геология и геофизика. - 1986. - № 12. - С.43-50.
- ДОБРЕЦОВ Н.Л., МЕЛЯХОВЕЦКИЙ А.А., АЩЕПКОВ И.В. и др. Структурно-минералогический критерий метаморфогенного оруденения (на примере колчеданных месторождений). - Новосибирск: Наука, 1987. - 167 с.
- ДОБРЕЦОВ Н.Л., АЩЕПКОВ И.В., ИОНОВ Д.А. Эволюция верхней мантии Байкальской рифтовой зоны // Эволюция кристаллической коры. - М., 1989. - С.5-20.
- ЖАТНУЕВ Н.С., МИРЦОНОВ А.Г. Серебро и золото в термоградиентных условиях // Петрология флюидно-силикатных систем. - Новосибирск, 1987. - С.41-46.
- КАЧАРОВСКАЯ Л.Н., КОННИКОВ Э.Г., КАВИЛАДЗЕ М.Ш. Изотопный состав серы и генезис сульфидных руд Йоко-Довыренского базит-гипербазитового массива (Северное Прибайкалье) // Геология и геофизика. - 1986. - № 5. - С.52-56.
- КАЧАРОВСКАЯ Л.Н., ТРУНЕВА М.Ф. Исследование минералогии "благородных" металлов сульфидных медно-никелевых руд // Эндеогенные процессы и оруденение в Забайкалье. - Улан-Удэ, 1986. - С.120-123.

- КИСЛОВ Е.В. Минералогический критерий локального прогноза медно-никелевых руд Йоко-Довыренского массива (Северное Прибайкалье) // Никеленосность базит-гипербазитовых комплексов Украины, Урала, Сибири и Дальнего Востока. - Апатиты, 1988. - С.42-46.
- КИСЛОВ Е.В. Силикатные включения в хромшпинелях эндоконтактных дунитов Йоко-Довыренского массива // Геология и геофизика. - 1990. - № 10. - С.47-50.
- КИСЛОВ Е.В., КОННИКОВ Э.Г., ЗАГУЗИН Г.Н. Хромистый титан-флогопит из ультраосновных пород Йоко-Довыренского расслоенного массива (Сев.Прибайкалье) // Геология и геофизика. - 1988. - № 1. - С.125-128.
- КИСЛОВ Е.В., КОННИКОВ Э.Г., ПОСОХОВ В.Ф., ШАЛАГИН В.Л. Изотопные свидетельства коровой контаминации в Йоко-Довыренском массиве // Геология и геофизика. - 1989. - № 9. - С.140-144.
- КИСЛОВ Е.В., МЕЛЯХОВЕЦКИЙ А.А. Аксинит-кварцевые жилы из диабазов Йоко-Довыренского массива (Северное Прибайкалье) // Геология и геофизика. - 1989. - № 5. - С.123-126.
- КИСЛОВ Е.В., КУЛИКОВ А.А., КУЛИКОВА А.Б. Возможности последовательного применения рентгенофлуоресцентного с использованием СИ и химико-спектрального методов анализа палладия в геологических пробах // Минералогия магматических пород и месторождений Забайкалья. - Улан-Удэ, 1989. - С.204-207.
- КИСЛОВ Е.В., БУШЛЯКОВ И.Н. Галогены во флогопите и апатите Йоко-Довыренского массива // Геология и геофизика. - 1990. - № 4. - С.68-72.
- КОННИКОВ Э.Г. Дифференцированные гипербазит-базитовые комплексы докембрия Забайкалья. - Новосибирск: Наука, 1986. - 220 с.
- КОННИКОВ Э.Г. Соотношение медистых песчаников Кодаро-Удоканской зоны с докембрийским базитовым магматизмом // Геология и геофизика. - 1986. - № 3. - С.28-33.
- КОННИКОВ Э.Г. Перспективы медного, медно-никелевого и благороднометалльного оруденения // Эндогенные процессы и оруденение в Забайкалье. - Улан-Удэ, 1986. - С.124-128.
- КОННИКОВ Э.Г., ТРУНЕВА М.Ф., КАВИЛАДЗЕ М.Ш. Генетические соотношения стратиформного и магматического оруденения Кодаро-Удоканской зоны // Изв. АН СССР. Сер. геол. - 1986. - № 10. - С.102-110.

- КОННИКОВ Э.Г., ЭПЕЛЬБАУМ М.Б., МИРОНОВ А.Г., КАНАКИН С.В. Поведение золота и петрогенных элементов в процессе смешения и кислых расплавов (экспериментальные данные) // Геохимия. - 1986. - № 12. - С.1736-1742.
- КОННИКОВ Э.Г., ЦОЙ Л.А., ИЗУПОВА В.Н., КИСЛОВ Е.В. Петрология и рудоносность гипербазит-базитовых комплексов Забайкалья // Эндогенные процессы и оруденение в Забайкалье. - Улан-Удэ, 1986. - С.98-III.
- КОННИКОВ Э.Г., КУЛИКОВА А.Б., КУЛИКОВ А.А., КИСЛОВ Е.В. Распределение благородных металлов в гипербазит-базитовых комплексах Байкальской горной области // Геохимия. - 1987. - № 7. - С.970-977.
- КОННИКОВ Э.Г., КИСЛОВ Е.В., ЦЫГАНКОВ А.А. Формационные типы никеленосных ультрамафитов Северного Прибайкалья // Геология руд. месторождений. - 1987. - № 6. - С.138-145.
- КОННИКОВ Э.Г., КАЧАРОВСКАЯ Л.Н., КИСЛОВ Е.В., ЦЫГАНКОВ А.А. Контактное взаимодействие в мафит-ультрамафитовых интрузиях и его роль в локализации сульфидного оруденения // Никеленосность базит-гипербазитовых комплексов Украины, Урала, Сибири и Дальнего Востока. - Апатиты, 1988. - С.42-46.
- КОННИКОВ Э.Г., КИСЛОВ Е.В., КАЧАРОВСКАЯ Л.Н. Новые данные о петрологии и рудоносности Йоко-Довыренского никеленосного плутона // Геология и геофизика. - 1988. - № 3. - С.36-46.
- КОННИКОВ Э.Г., МИРОНОВ А.Г., ЭПЕЛЬБАУМ М.Б., ЧЕХМИР А.С. Экспериментальное изучение термодиффузии H_2O в расплаве базальта // Геохимия. - 1990. - № 6. - С.903-907.
- КОННИКОВ Э.Г., КАЧАРОВСКАЯ Л.Н., ЗАГУЗИН Г.Н. и др. Особенности состава главных минералов сульфидных руд Байкальского медно-никелевого месторождения // Геология и геофизика. - 1990. - № 2. - С.59-66.
- КОННИКОВ Э.Г., ЦЫГАНКОВ А.А., ЗАГУЗИН Г.Н. Находка гранатовых пироксенитов в Северном Прибайкалье: геологические следствия // Геология и геофизика. - 1990. - № 3. - С.78-84.
- КУЛИКОВ А.А., КУЛИКОВА А.Б., ТАТЬЯНИНА Э.М. и др. Методика геохимической и минералогической оценки благороднометалльной минерализации в гипербазитовых комплексах // Эндогенные процессы и оруденение в Забайкалье. - Улан-Удэ, 1986. - С.112-119.

- МЕЛЯХОВЕЦКИЙ А.А., АЩЕПКОВ И.В., ДОБРЕЦОВ Н.Л. Амфибол- и флогопитсодержащие мантийные ксенолиты и родственные включения Бартойских вулканов (Байкальская рифтовая зона) // Докл. АН СССР. - 1986. - Т.286, № 5. - С.1215-1219.
- МЕЛЯХОВЕЦКИЙ А.А., АЩЕПКОВ И.В. Глубинные включения в базальтоидах БРЗ // Эндогенные процессы и оруденение в Забайкалье.- Улан-Удэ, 1986. - С.17-26.
- МЕЛЯХОВЕЦКИЙ А.А., АЩЕПКОВ И.В., ЮДИН Б.Н. Мантийные метасоматиты и родственные включения в базальтоидах Бартойских вулканов (Южное Прибайкалье) // Геология и геофизика. - 1988. - № 9. - С.24-33.
- МЕЛЯХОВЕЦКИЙ А.А. Верхняя мантия БРЗ по геофизическим данным и данным изучения базальтоидов // Комплексные геофизические исследования земной коры и верхней мантии территории СССР.- М., 1990. - С.126-138.
- МЕЛЯХОВЕЦКИЙ А.А. Реология мантии и процессы частичного плавления // Геофизические и геохимические проблемы дифференциации Земли. - М., 1990. - С.139-140.
- МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ процессы и прогнозирование оруденения на скарновых месторождениях / Ходанович П.Ю., Данилевский В.И., Серебрицкий А.И., Успенский А.Н., Образцова Э.А., Смирнова О.К. Новосибирск: Наука, 1990. - 238 с.
- МИРОНОВ А.Г., ГЕДЕГИЙ В.Ф., НЕСТЕРОВА И.Н. и др. Экспериментальное изучение микропримеси золота в сульфидах и магнетите (с использованием радиоизотопов) // Геохимия. - 1986. - № 5. - С.703-715.
- МИРОНОВ А.Г., ЖАТНУЕВ Н.С., КАНАКИН С.В. Поведение золота и серебра при взаимодействии базальтового стекла с флюидом // Докл. АН СССР. - 1988. - Т.300, № 2. - С.439-443.
- МИРОНОВ А.Г., КОНИКОВ Э.Г., ЭПЕЛЬБАУМ М.Б. Исследование динамики плавления водонасыщенного базальта с использованием трития. // Докл. АН СССР. - 1990. - Т.309, № 6. - С.1446-1449.
- РИШ Г.С., КУНИЦЫН В.Г. Озернинский рудный узел (результаты изучения изотопного состава серы) // XII Всесоюзный симпозиум по стабильным изотопам в геохимии. - М., 1989. - С.168-169.
- РИШ Г.С., ОЧИРОВ Ю.Ч., КУНИЦЫН В.Г. Железисто-магнезиальные карбонаты Озернинского рудного узла // Минералогия магматических пород и месторождений Забайкалья. - Улан-Удэ, 1989. - С.168-183.

- РИПШ Г.С., КУНИЦЫН В.Г. Изотопный состав серы сульфатов Озернинского рудного узла // Проблемы стратиформных месторождений. Ч.П. - Чита, 1990. - С.30-31.
- СЕМЕНОВ М.И., ХОДАНОВИЧ П.Ю., ГОРОДЧИКОВ О.Ф. и др. Минерально-сырьевая база Джидинского вольфрамowo-молибденового комбината // Геолого-экономические проблемы освоения месторождений цветных металлов Бурятии. - Улан-Удэ, 1988. - С.13-25.
- СМИРНОВА О.К. Околорудные метасоматически измененные породы и вольфрамовое оруденение Джидинского рудного узла: Автореф. дис.... канд.геол.-мин.наук. - Улан-Удэ, 1986. - 22 с.
- СМИРНОВА О.К. Особенности минералообразования на вольфрамовых месторождениях Джидинского рудного узла // Эндогенные процессы и оруденение в Забайкалье. - Улан-Удэ, 1986. - С.138-148.
- СМИРНОВА О.К. Условия образования шеелита в сульфидно-гюбнеритовых рудах Джиды // Геология, минералогия и условия образования гидротермальных месторождений Забайкалья. - Новосибирск, 1987. - С.70-78.
- СМИРНОВА О.К., ХОДАНОВИЧ П.Ю. Ритмичность минералообразования на вольфрамовых месторождениях Джиды // Комплексное использование вольфрамовых месторождений в СССР. Раздел IV. Генезис вольфрамовых месторождений и источник рудного вещества. - Л., 1986. - С.77-79.
- СМИРНОВА О.К., ХОДАНОВИЧ П.Ю. Аксессуары околорудных березитов - индикаторы полиметаллического и вольфрамового оруденения // Поисковая минералогия: современное состояние и перспективы развития. Т.П. - Алма-Ата, 1987. - С.52-53.
- СМИРНОВА О.К., ГРИШИН А.М. Минералого-геохимические ассоциации сульфидно-гюбнеритового месторождения Холтосон // Минералогия магматических пород и месторождений Забайкалья. - Улан-Удэ, 1989. - С.88-106.
- ХОДАНОВИЧ П.Ю. Индикаторная роль метасоматических формаций // Эндогенные процессы и оруденение в Забайкалье. - Улан-Удэ, 1986. - С.129-137.
- ХОДАНОВИЧ П.Ю. Закономерности пространственной локализации рудных столбов месторождения Холтосон // Геология, минералогия и условия образования гидротермальных месторождений Забайкалья. - Новосибирск, 1987. - С.61-70.

- ХОДАНОВИЧ П.Ю., СМИРНОВА О.К. Геохимические поля рудоносных безрезитов // *Геохимия в локальном металлогеническом анализе*. Т.П. - Новосибирск, 1986. - С.90-92.
- ХОДАНОВИЧ П.Ю., СМИРНОВА О.К. Системное исследование структурных условий локализации жильных и штокверковых руд (на примере Джидинских вольфрамовых месторождений) // *Системный подход в геологии: Тез. докл. II Всесоюз. конф.* - М., 1986. - С.567-568.
- ХОДАНОВИЧ П.Ю., СМИРНОВА О.К. Локальное прогнозирование сульфидно-гюбнеритовых руд на основе признаков метасоматического изменения боковых пород // *Комплексное использование вольфрамовых месторождений в СССР. Раздел II. Минералого-химические критерии прогноза вольфрамового оруденения*. - Л., 1986. - С.87-88.
- ХОДАНОВИЧ П.Ю., СМИРНОВА О.К., ГОРБАЧЕВ А.И. Сопряженные метасоматические изменения посторогенных вулканитов и их роль в металлогении (на примере Карамазара и Забайкалья) // *Сводные палеовулканические карты СССР: Тез. докл. Всесоюз. совещ.* - Ташкент, 1986. - С.234-236.
- ХОДАНОВИЧ П.Ю., СМИРНОВА О.К. Локальный прогноз сульфидно-гюбнеритовых руд флангов, глубоких горизонтов и междурудных пространств эксплуатируемых месторождений на основе признаков окolorудной безрезитизации // *Повышение эффективности научного обоснования локального прогноза месторождений рудных полезных ископаемых*. - М., 1987. - С.202-204.
- ХОДАНОВИЧ П.Ю., СМИРНОВА О.К. Закономерности распределения и условия образования шеелита Джидинских месторождений в связи с проблемой качества сульфидно-гюбнеритовых руд // *Технологическая минералогия главных промышленных типов месторождений*. - Л., 1987. - С.98-103.
- ХОДАНОВИЧ П.Ю., СМИРНОВА О.К. Кислотный метасоматоз на колчеданных месторождениях в докембрии и его влияние на рудолокализацию // *Метасоматизм и рудообразование: Тез. докл. VI Всесоюз. конф.* - Л., 1987. - С.136-138.
- ХОДАНОВИЧ П.Ю., СМИРНОВА О.К., ГОРБАЧЕВ А.И. Роль сколовых нарушений в размещении вольфраморудных жил Джидинского рудного поля // *Сдвиговые тектонические нарушения и их роль в образовании месторождений полезных ископаемых: Тез. докл. Всесоюз. совещ.* - Л., 1988. - Вып. III. - С.32-35.

- ХОДАНОВИЧ П.Ю., СМИРНОВА О.К., ГРИШИН А.М. Петролого-геохимические критерии рудоносности гранитоидов и метасоматитов Юго-Западного Забайкалья // Корреляция, петрология и рудоносность магматических и метаморфических комплексов, эндогенные процессы в литосфере: Тез. докл. к 5-му Вост.-Сиб. региональному петрограф. совещ. - Иркутск, 1989. - С.141-142.
- ХОДАНОВИЧ П.Ю., СМИРНОВА О.К. Минералогия метасоматитов месторождения Малый Ойногор // Минералогия магматических пород и месторождений Забайкалья. - Улан-Удэ, 1989. - С.47-69.
- ХОДАНОВИЧ П.Ю., СМИРНОВА О.К., БАБАРОВА Г.В. Минералогические особенности бедных жильно-штокверковых руд вольфрамитовых месторождений // Рациональное использование минерального сырья. - Улан-Удэ, 1989. - С.3-31.
- ХОДАНОВИЧ П.Ю., СМИРНОВА О.К. Вольфрамоносные березиты и локальный прогноз оруденения. - Новосибирск: Наука, 1991. - 240 с.
- ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ исследование геохимии золота с помощью метода радиоизотопных индикаторов / Миронов А.Г., Альмухамедов А.И., Гелетий В.Ф. и др. - Новосибирск: Наука, 1989. - 284 с.
- DOBRETSOV N.L., KONNIKOV E.G., MEDVEDEV V.N., SKLYAROV E.V. Ophiolites and olistostromes of the East Sayan // Ophioliti. - 1986. - N 11. - P.307-312.
- KHODANOVICH P.Yu., SMIRNOVA O.K. Mineralformation trend and rhythm as the major factors of the vein-stockwork tungsten ores quality // Abstracts of the 8-th IAGOD Symposium. - Ottawa, 1990. - P.A81-82.
- KISLOV E.V., KULIKOV A.A., KULIKOVA A.B. Possibility of successive SRFXA use along with chemical spectral methods for palladium analysis in geological samples // Nuclear instruments and methods in physics research. A. - 1989. - Vol.282, N 2-3. - P.667-668.
- KOLONIN G.R., SMIRNOVA O.K., KHODANOVICH P.Yu., SCHIRONOSOVA G.P. Physical-chemical conditions of scheelite and hubnerite ores formation at deposits of the vein-stockwork type // Geologic-technological assessment of ore minerals, samples and deposits. - L., 1990. - P.37-42.
- KONNIKOV E.G. The Baikal-Muya ophiolite belt // Early Precambrian of the lake Baikal area, Guidebook. - Irkutsk, 1990. - P.136-172.

MIRONOV A.G. The experimental study of the geochemistry of gold with the help of the radioisotope indicators method. // Bicennennial Gold 88. - Melburn, 1988. - P.31-54.

MIRONOV A.G. Mechanism of formation of the gold-bearing ore-generating granitoid intrusions // IGCP-Project 224: Pre-Jurassic evolution of Eastern Asia. - Novosibirsk, 1990. - P.229-231.

СОДЕРЖАНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ	6
КОННИКОВ Э.Г., МЕЛЯХОВЕЦКИЙ А.А. Взаимодействие базальтоидных расплавов с перидотитами в мантии и коре, его петрологическое и рудогенетическое значение . .	7
ОРСОВЕВ Д.А., ЦЫГАНКОВ А.А. Минералого-геохимические особенности сульфидного медно-никелевого оруденения в Чайском ультрабазит-базитовом плутоне (Северное Прибайкалье)	20
КИСЛОВ Е.В., КОННИКОВ Э.Г. Контактные процессы и их роль в локализации сульфидного оруденения Йоко-Довыренского массива	31
НЕФЕДЬЕВ М.А., КОННИКОВ Э.Г., ДУБОВЕНКО Г.И. Комплексирование методов детальной геофизики для прогнозирования оруденения (Забайкалье)	39
ХОДАНОВИЧ П.Ю., СМИРНОВА О.К., ГРИШИН А.М. Геолого-генетические модели вольфрамowych месторождений как основа детального прогнозирования промышленного оруденения	48
ЯЦЕНКО Р.И. Вольфрамоносные радиально-концентрические структуры в бассейне среднего течения р.Джиды (Южное Прибайкалье)	59
МИРОНОВ А.Г. Геолого-генетическая модель формирования плутоногенных золоторудных месторождений	67
ТАЙСАЕВ Т.Т., ТУРУНХАЕВ А.В., ХРУСТАЛЕВ В.К., ПОПОВ В.Д., АФАНАСЬЕВ В.С., ФОМИНА Г.П. Особенности гипергенной концентрации золота в золоторудных месторождениях Восточного Забайкалья	77
ЦАРЕВ Д.И. Перспективы поисков полиметаллических месторождений в зонах мезозойской активизации на территории Забайкалья	84
РИПШ Г.С., КУНИЦЫН В.Г. Изотопно-геохимическая зональность Озернинского рудного узла	98
ТАТЬКОВ Г.И., БАДЕРИН А.М. Структура и перспективы Озернинского рудного узла по данным среднемасштабного моделирования в гравитационном поле	107

РИШИ Г.С., СУДАКОВ В.И. Особенности строения, состава и вещественной зональности Мунгун-Ундурского серебро- олово-полиметаллического месторождения (МНР)	II4
БУДНАЕВ К.Б. Вертикальная зональность руд, околорудных ореолов и метасоматитов флюоритовых месторождений Забайкалья	I27
ТЮГАНШЕВ В.А. Метаморфические преобразования руд Икатско- го месторождения марганца (Забайкалье)	I40
СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ	I48
БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ публикаций сотрудников БТИ СО АН СССР по теме "Геолого-генетические модели и локальное прогнозирование эндогенного оруднения в Забайкалье"	I70

CONTENTS

FOREWORD	6
KONNIKOV E.G., MELYAKHOVETSKII A.A. A basaltoid melt interaction in mantle and crust; its petrological and oregenetical significance	7
ORSOEV D.A., TSYGANKOV A.A. The mineralogical geochemical peculiarities of the sulphide copper nickel mineralization in the Chai ultravasic-basic pluton (The Northern Pribaikalye)	26
KISLOV E.V., KONNIKOV E.G. The contact processes and their part in the localization of the sulphide mineralization of Ioko-Dovyrenskii massif	31
NEFEDIYEV M.A., KONNIKOV E.G., DUBOVENKO G.I. A complexing detailed geophysics for the purpose of ore prognosis (Transbaikalye)	39
KHODANOVICH P.Yu., SMIRNOVA O.K., GRISHIN A.M. The geological genetic models of the tungsten deposits as a base of the detailed prognostication of the industrial mineralization	48
YATSENKO R.I. The tungsten-bearing radiate-concentric structures in the basin of the mid-channel Dzhida (the Southern Pribaikalye)	59
MIRONOV A.G. The geological-genetic model of the formation of the plutogene gold ore deposits	67
TAISAEV T.T., TURUNKHAEV A.V., KHRUSTALEV V.K., POPOV V.D., AFANASYEV V.S., FOMINA G.P. The peculiarities of the hypergene concentration of gold in the gold ore deposits of the Eastern Transbaikalye	77
TSAREV D.I. The perspectives of the explorations of the polymetallic deposits in the zones of the Upper Paleozoic activation in the territory of Transbaikalye	84
RIPP G.S., KUNITSYN V.G. The isotope-geochemical zoning of the Ozerninskii ore knot	98
TAT'KOV G.I., BADERIN A.M. The structure and the perspectives of the Ozerninskii ore knot according to data of the medium scale volumetric modelling in the gravitation field	107

RIPP G.S., SUDAKOV V.I. The peculiarities of the structure, the content and the substantial zoning of Mungun-Undur Ag-Sn-polymetallic deposit (MPR)	114
BULINAEV K.B. The vertical zoning of the ores, the near ore aureoles and the metasomatites of the fluorite deposits of Transbaikalye	127
TYUGASHEV V.A. The metamorphic transformations of Ikatsk deposit of manganese (Transbaikalye)	140
REFERENCES	148

Утверждено к печати
Геологическим институтом БНЦ СО АН СССР

Редактор Р.Н.Ильина

Технический редактор О.М.Вараксина

Подписано к печати 26.09.91.
Бумага 60x84/16. Печ.л. 10,75+2 вкл. Уч.-изд.л. II, 2.
Тираж 350. Заказ 237. Цена 2р. 30к.

Объединенный институт геологии, геофизики
и минералогии СО АН СССР
Новосибирск, 90. Ротапринт.