

# РУДЫ И МЕТАЛЛЫ



**5/2008**

НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

ОСНОВАН В 1992 ГОДУ

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

**Главный редактор И.Ф.МИГАЧЕВ**

Б.И.БЕНЕВОЛЬСКИЙ  
Э.К.БУРЕНКОВ  
В.И.ВАГАНОВ  
С.С.ВАРТАНЯН  
П.А.ИГНАТОВ  
М.А.КОМАРОВ  
М.М.КОНСТАНТИНОВ  
А.И.КРИВЦОВ, зам. главного редактора  
В.В.КУЗНЕЦОВ  
Н.К.КУРБАНОВ  
Е.В.МАТВЕЕВА  
Г.А.МАШКОВЦЕВ  
Н.И.НАЗАРОВА, зам. главного редактора  
Г.В.РУЧКИН  
Ю.Г.САФОНОВ  
Г.В.СЕДЕЛЬНИКОВА  
В.И.СТАРОСТИН



УЧРЕДИТЕЛЬ

**ЦЕНТРАЛЬНЫЙ  
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ  
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ ИНСТИТУТ  
ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ  
Роснедра  
МПР России**

Издается при участии  
Международной академии минеральных ресурсов,  
Фонда им. академика В.И.Смирнова

**Москва ЦНИГРИ 2008**

Редакция: Н.И.Назарова, Г.В.Вавилова  
Компьютерный набор: Н.И.Назарова  
Верстка и оригинал-макет: Т.В.Лукина

Сдано в набор 22.09.08 г.  
Подписано в печать 1.10.08 г.  
Тираж 400 экз.

Формат 30×42 1/2  
Бумага листовая  
Печать офсетная

Адрес редакции: 117545, Москва, Варшавское шоссе, 129, корп. 1, ЦНИГРИ  
Телефон: 315-28-47  
Факс: 313-18-18  
E-mail: [tsnigri@tsnigri.ru](mailto:tsnigri@tsnigri.ru)  
Типография ЦНИГРИ: Варшавское шоссе, 129, корп. 1

© «Руды и металлы», 2008

**Недропользование****Subsoil use**

*Беневольский Б.И., Блинова Е.В., Лобач В.И.*  
Инвестиционная привлекательность резервного фонда месторождений цветных и благородных металлов

5

*Benevolsky B.I., Blinova E.V., and Lobach V.I.*  
The reserve fund of base and precious metal ore deposits: Attractiveness for investors

**Прикладная металлогения****Applied metallogeny**

*Романовский Н.П., Шнайдер А.А.*  
Перспективы развития минерально-сырьевой базы вольфрамовой промышленности юга Дальнего Востока

10

*Romanovsky N.P., Shnaider A.A.*  
Outlooks for development of the tungsten mineral base in the south of the Russian Far East

*Жирнов А.М.*  
Новый железорудный бассейн России в Еврейской автономной области Дальнего Востока

16

*Zhirnov A.M.*  
A new iron ore basin in Jewish autonomous region, Russian Far East

**Методы и методики прогноза, поисков, оценки и разведки месторождений****Exploration techniques and methods**

*Устинов В.Н.*  
Методы палеогеографических исследований при прогнозировании и поисках погребенных месторождений алмазов

27

*Ustinov V.N.*  
Paleogeographic methods in exploration for concealed diamond deposits

**Строение рудных месторождений****Architecture of ore deposits**

*Оникиенко Л.Д.*  
Вулканогенно-гидротермально-осадочные метаморфизованные железисто-кремнистые руды докембрия

41

*Onikienko L.D.*  
Precambrian metamorphically altered volcanogenic-hydrothermal-sedimentary BIF

*Анисимова Г.С., Кондратьева Л.А., Серкебаева Е.С., Агеенко В.А.*  
Золоторудное месторождение Бадран, Восточная Якутия

49

*Anisimova G.S., Kondratyeva L.A., Serkebaeva E.S., and Ageenko V.A.*  
Badran: A Lode gold deposit in East Yakutia

*Припачкин П.В., Рундквист Т.В.*  
Геологическое строение и платиноносность юго-западной части массива предгорий Вурэчуайвенч (Мончегорский комплекс, Кольский полуостров)

61

*Pripachkin P.V., Rundqvist T.V.*  
Geology and PGM potential of the SW Vurechuyvench pediment (Monchegorsk Complex, Kola Peninsula)

**Дискуссии****Discussions***Кривцов А.И.*

Методические основы моделирования рудонакопления в сульфидно-силикатных расплавах

69

*Krivtsov A.I.*

Modeling of ore accumulation in sulfide-silicate melts: Methodological principles

*Вахрушев А.М.*

Обособление рудных компонентов в динамике перемещения рудно-силикатных расплавов по горизонтали (абстрактная модель)

74

*Vakhrushev A.M.*

Separation of ore components in lateral motion of parent silicate melts (an abstract model)

**Поздравляем с юбилеем****Our congratulations:**

П.В.Елшанского, Л.А.Ковалеву, Н.Г.Кудрявцеву

83

P.V.Elshansky, L.A.Kovaleva, N.G.Kudryavtseva



## ИНВЕСТИЦИОННАЯ ПРИВЛЕКАТЕЛЬНОСТЬ РЕЗЕРВНОГО ФОНДА МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ

**Б.И.Беневольский, Е.В.Блинова, В.И.Лобач (ЦНИГРИ Роснедра МПР России)**

*Рассматриваются результаты экспертной оценки инвестиционной привлекательности резервного фонда месторождений цветных и благородных металлов по критерию внутренней нормы доходности. Предлагается методический подход с применением перцентиль-функции для выделения группы резервных объектов с высоким уровнем минерально-сырьевой базы.*

Понятие «резервный объект (месторождение)» объединяет месторождения нераспределенного (государственный резерв) и распределенного (разведываемые и подготавливаемые к освоению) фондов (рис. 1). В пределах нераспределенного фонда также можно выделить две основные группы: месторождения, ранее не вовлекавшиеся в эксплуатацию (в том числе и возвращенные в нераспределенный фонд); месторождения, ранее разрабатывавшиеся, эксплуатация которых по разным причинам была прекращена.

Резервные месторождения распределенного фонда в большинстве случаев могут рассматриваться как сырьевая база существующих и новых горнодобывающих предприятий, положительно оцениваемая недропользователями. Таким образом, на современном этапе данные объекты с геолого-экономических позиций могут, как бы а priori, считаться инвестиционно привлекательными.

Что касается объектов госрезерва (нераспределенного фонда), то основное внимание при оценке

перспектив освоения резервных объектов благородных и цветных металлов было обращено на госрезерв первой подгруппы — объекты, не вовлекавшиеся в эксплуатацию. Возобновление эксплуатации ранее разрабатывавшихся месторождений в современных условиях, как правило, проблематично (к примеру, Балейское месторождение, Читинская область) или невозможно по горно-техническим, технологическим, экологическим или экономическим условиям.

Принимая в расчет возможное выбывание части действующих мощностей в результате исчерпания запасов, последние могут быть восполнены за счет ввода в эксплуатацию резервных месторождений. При этом вводимые дополнительные мощности не только компенсируют снижение добычи на действующих предприятиях, но и позволяют существенно ее увеличить, обеспечивая прогнозируемое производство металлов по России. Вместе с тем, восполнение и увеличение добычи за счет резервных месторождений потребует геолого-экономической оценки их инвестиционной привлекательности с учетом текущего состояния мирового рынка цветных и благородных металлов.

В свете решаемой задачи по оценке перспектив использования минерально-сырьевой базы цветных и благородных металлов за счет резервных месторождений важно выделить из их числа объекты (месторождения) для оценки основных показателей промышленного освоения. При этом необходимо учитывать уровень минерально-сырьевой базы таких месторождений, т.е. запасы промышленных ка-



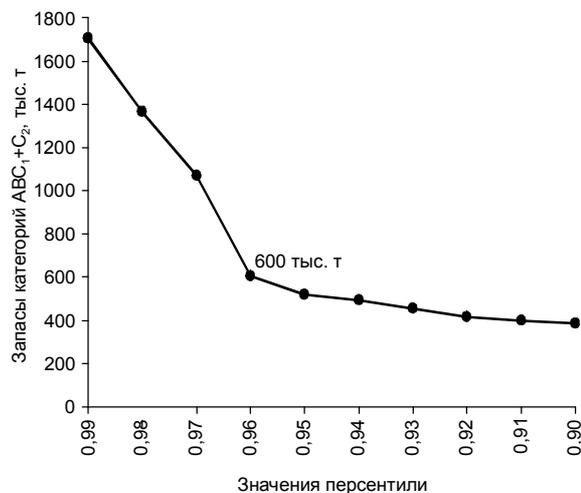
Рис. 1. Классификация резервных объектов

тегорий  $ABC_1C_2$ . Могут использоваться различные существующие подходы, но, по сути, все они статистические, так как опираются на выборки объектов или субъектов с характеризующими их показателями. Подходы к статистическому разделению выборок применяются при различного рода исследованиях (в экономике, социологии и т.д.), когда по исходной выборке выделяют отдельные ее составляющие по целевой направленности или значимости. В последнее время используют подход, базирующийся на перцентиль-функции. Например, для выявления и ограничения выдающихся проб при подсчете запасов месторождений золота, алмазов и других твердых полезных ископаемых, проходивших апробацию в ГКЗ Роснедра (В.И.Лобач, 2007). Алгоритм перцентиль-функции заложен в программном пакете Excel, что значительно упрощает процедуру обработки исследуемой статистической выборки.

В процессе обработки выборки перцентиль-функция ранжирует по убыванию величины исследуемого параметра. При заданных значениях перцентили производится как бы отсечение в процентном отношении (в соответствии с выбранной величиной перцентиль-функции) от всей выборки группы с характеризующими их величинами параметра. Так, при 90-й перцентили от исследуемой выборки отсекается ее десятая часть с наиболее высокими значениями исследуемого параметра.

Выборки могут быть неоднородны по распределению характеризующих их параметров, главные из которых для месторождений — запасы категорий  $ABC_1C_2$ . По запасам выделяются, например, месторождения крупные, средние и мелкие. При всей условности приведенной градации месторождений по запасам их распределение в исследуемой выборке может быть весьма неоднородным по числу месторождений крупных, средних или мелких по запасам.

Рассмотрим группу месторождений меди, составляющую государственный резерв, и задачу отбора наиболее значимых по запасам месторождений для оценки их геолого-экономических показателей промышленного освоения. Выборка включает 63 резервных месторождения, доля запасов каждого из которых варьирует от 64,8 (Удоканское, Читинская область) до 0,001% (Восточно-Семеновское, Республика Башкортостан). Запасы Удоканского месторождения почти в два раза превышают запасы остальных вместе взятых месторождений, поэтому его можно считать выдающимся по запасам меди объектом. Включение этого месторождения в группу оценки представляется очевидным. Более сложная задача связана с выделением группы месторождений, хотя и меньших по запасам, но



**Рис. 2. Определение порогов приемлемости запасов резервных месторождений меди для выбора объектов оценки геолого-экономических показателей промышленного освоения**

представляющих, тем не менее, интерес для оценки перспектив их промышленного освоения.

Для выделения группы месторождений меди для оценки их по запасам построены графики динамики порогов приемлемости по запасам в диапазоне перцентили 0,99–0,80 для двух вариантов выборок: с включением Удоканского месторождения и без учета последнего (рис. 2). На графиках порогов приемлемости по запасам наблюдаются отчетливые перегибы, обозначающие граничные пороги приемлемости, определяющие группу месторождений для оценки их геолого-экономических показателей промышленного освоения. В совокупности с Удоканским месторождением эти месторождения заключают 83 или 52% (без Удоканского) от всех запасов резервных месторождений по выборке.

Аналогичный подход использован на выборках резервных месторождений других цветных (никель, свинец, цинк) и благородных (золото, серебро) металлов (таблица).

Следует отметить, что ряд перечисленных объектов (Норильск-1, Буруктаьское, Волковское, Подольское) могут рассматриваться как сырьевая база действующего предприятия или относятся к распределенному фонду, а следовательно, положительно оцениваются недропользователем.

Экспертная оценка резервных месторождений с позиций инвестиционной привлекательности в сравнении с реализованными зарубежными горнорудными проектами (Б.И.Беневольский, Л.Ф.Мызенкова, И.А.Августинчик, 2007) проводилась с учетом разницы в определении налоговой базы по следующим основным показателям:

Показатели выделенных групп резервных месторождений для геолого-экономической оценки промышленного освоения

Медь, 63 месторождения	Цветные металлы, тыс. т			Благородные металлы, т		
	Никель, 13 месторождений	Свинец-цинк, 46 месторождений	Золото, 85 месторождений	Серебро, 46 месторождений	МПП, 4 месторождения	
Группа	Группа	Группа	Группа	Группа	Группа	
П* — 0,96, ГПП** — 600,0	П — 0,9, ГПП — 307,7	П — 0,95, ГПП — 173,5	П — 0,98, ГПП — 29,5	П — 0,84, ГПП — 694,2		
Запасы группы, %	Запасы группы, %	Запасы группы, %	Запасы группы, %	Запасы группы, %		
83,0	74,8	35,9	82,5	71,7		
В том числе:	В том числе:	В том числе:	В том числе:	В том числе:		
Удоканское	Норильск-1	Шерловогорское	Сухой Лог	Верхне-Менкче		
64,8	54,2	12,7	77,7	30,2		
Подольское	Буруктаьское	Саурейское	Балейское	Западно-Озерное		
5,6	20,6	10,5	3,0	24,4		
Волковское		Среднее	Уконьское	Мечта		
5,4		7,0	1,8			
Кизил-Дере		Татовское				
3,8						
Ново-Учалинское						
3,4						

\*Перцентиль и ее значение.

\*\*Граничный порог приемлемости и его величина.

производственная мощность предприятия по добыче, переработке руды и производству товарной продукции;

среднее содержание в добытой руде;

объем инвестиций в строительство горно-обогатительного предприятия;

удельные инвестиции на единицу стоимости годовой товарной продукции.

Объекты для сравнения по каждому полезному ископаемому отбирались по способу разработки (открытый, комбинированный или подземный), составу предприятия (добыча+обогащение), а также, по возможности, по региональному принципу, для учета влияния внешней инфраструктуры.

Выборка по российским объектам распределенного фонда включала в основном месторождения, являющиеся сырьевой базой новых предприятий.

Источниками данных по российским резервным объектам служат проектные показатели и другие сведения, размещенные на сайтах МПР, Роснедра, ФГУ ГКЗ и территориальных агентств недропользования, справочно-информационных и сайтах основных добывающих компаний.

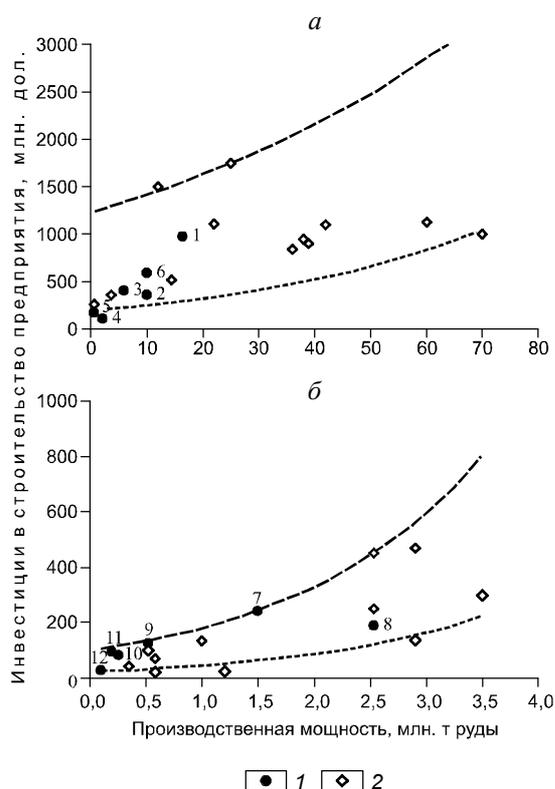
Для приведения разновременных затрат к уровню 2007 г. использовались индексы-дефляторы Минэкономки. В качестве денежной единицы для удобства сравнения выбран доллар США. Пересчет производился по курсу 25 руб./1 дол. Конечной продукцией месторождений благородных металлов приняты чистые металлы, цветных — металл в концентрате. Уровень цен на чистые металлы принят по средним за девять месяцев текущего (2008 г.) года показателям LMBA и LME и составил: Au 21,6, Ag 0,42, Pt 40,1, Pd 11,3 дол./г, Cu 7527, Pb 2354, Zn 3444, Ni 31 208 дол./т.

Результаты оценки проиллюстрированы графиками (рис. 3–6).

Сравнительный анализ полученных результатов позволяет сделать следующие выводы.

*Месторождения цветных металлов.* По объему инвестиций в освоение объектов российские проекты не превышают верхнего предела для реализованных зарубежных проектов. В то же время, удельные затраты на 1 дол. годовой товарной продукции, в особенности для месторождений, разрабатываемых подземным способом, как правило, выше, чем у зарубежных аналогов. В известной степени это объясняется более низким качеством сырьевой базы. Содержания в эксплуатационных запасах по российским объектам ниже, чем по зарубежным.

*Месторождения благородных металлов.* Показатели российских проектов как по объему инвестиций, так и по удельным затратам на 1 дол. годо-



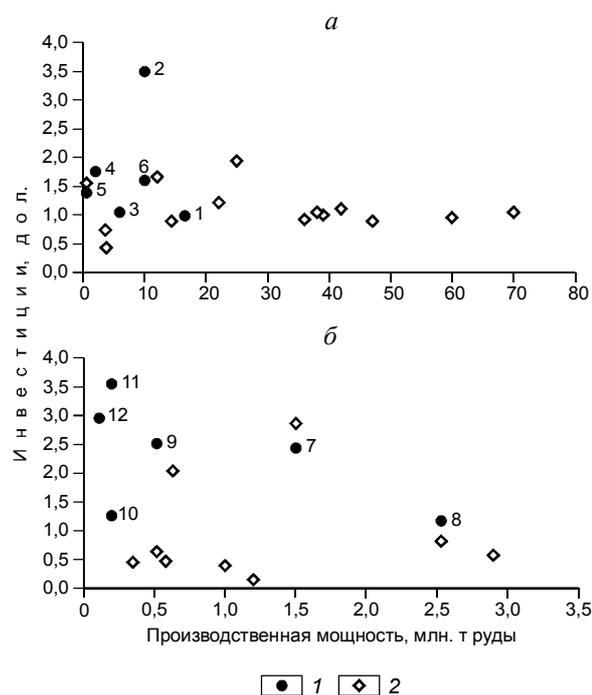
**Рис. 3. Оценочные инвестиции в освоение месторождений цветных металлов:**

*a* — открытый, *б* — подземный способы обработки; проекты: 1 — российские, 2 — зарубежные; месторождения: 1 — Удокан (Cu), 2 — Михеевское (Cu), 3 — Озерное (Pb-Zn), 4 — Павловское (Pb-Zn), 5 — Ново-Широкинское (Pb-Zn-Au), 6 — Быстринское (Cu-Fe-Au), 7 — Кизил-Дере (Cu-Zn), 8 — Ново-Учалинское (Cu-Zn), 9 — Среднее (Pb-Zn), 10 — Гольцовое (Pb-Zn), 11 — Саурейское (Pb-Zn), 12 — Зареченское (Zn-Pb)

вой товарной продукции не выходят за рамки таковых по успешным зарубежным проектам, что позволяет на момент оценки отнести их к инвестиционно привлекательным.

Дополнительное подтверждение приведенных положений получено в результате анализа технико-экономических показателей по объектам, прошедшим апробацию в ГКЗ СССР (переоценка по состоянию на 2007 г.) и ГКЗ Роснедра. В качестве основного критерия инвестиционной привлекательности выбрана внутренняя норма доходности. Для экспертно переоцененных месторождений ту же роль играет рентабельность производства ( $Rn$ ), под которой понимается отношение среднегодовой чистой прибыли к балансовой стоимости основных фондов.

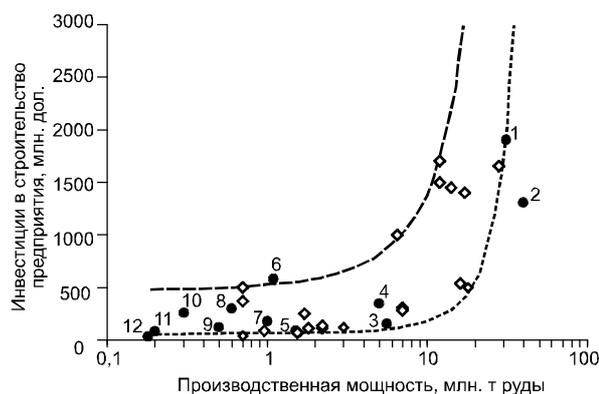
Как известно, внутренняя норма доходности ( $IRR$ ) инвестиционного проекта представляет со-



**Рис. 4. Удельные инвестиции в освоение объектов на 1 дол. товарной продукции (цветные металлы):**

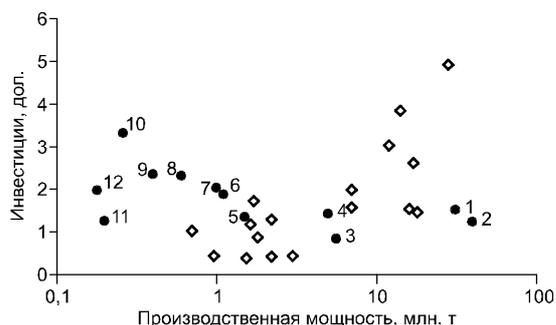
усл. обозн. см. рис. 3

бой расчетную норму дисконта, при которой чистый приведенный доход ( $NPV$ ) равен нулю. Иными словами, она отражает граничную величину ставки дисконта ( $E$ ), за пределами которой проект бу-



**Рис. 5. Оценочные инвестиции в освоение месторождений благородных металлов:**

месторождения: 1 — Сухой Лог (Au), 2 — Наталкинское (Au), 3 — Федорова Тундра (МПГ), 4 — Благодатное (Au), 5 — Березитовое (Au), 6 — Купол (Au), 7 — Ведугинское (Au), 8 — Майское (Au), 9 — Уконикское (Au), 10 — Верхне-Менкече (Au), 11 — Гольцовое (Au), 12 — Восточное Чуарвы (МПГ); остальные усл. обозн. см. рис. 3



**Рис. 6. Удельные инвестиции в освоение объектов на 1 дол. товарной продукции (благородные металлы):**

усл. обозн. см. рис. 5

дет убыточным. Вопрос о численном значении граничной ставки является дискуссионным. Однако в любом случае она не должна быть ниже уровня ин-

фляции. Методические рекомендации по технико-экономическому обоснованию кондиций для подсчета запасов твердых полезных ископаемых ГКЗ Роснедра (2007 г.) предлагают при отсутствии документального обоснования  $E$  принимать равной 10 и 15%. На взгляд авторов, хорошим ориентиром в этом случае может быть ставка рефинансирования ЦБР, в настоящее время установленная на уровне 10%.

Как следует из приведенных данных, для большинства резервных месторождений цветных металлов распределенного фонда показатель  $IRR (Rn)$  существенно превышает нижний предел 10%. Среди объектов нераспределенного фонда, в целом получивших положительную оценку, невысокой инвестиционной привлекательностью характеризуются месторождения Саурейское и Среднее (Pb-Zn). Что касается месторождений благородных металлов, то все оцененные объекты по выбранному критерию можно отнести к инвестиционно привлекательным.



## ПЕРСПЕКТИВЫ РАЗВИТИЯ МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВОЙ БАЗЫ ВОЛЬФРАМОВОЙ ПРОМЫШЛЕННОСТИ ЮГА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

**Н.П.Романовский, А.А.Шнайдер (Институт тектоники и геофизики им. Ю.А.Косыгина ДВО РАН)**

*Рассмотрены перспективы выявления новых редкометальных месторождений с вольфрамовым оруденением. Сопоставлены крупные плутоногенные месторождения вольфрама скарнового и грейзенового (с комплексными Sn-Mo-W рудами) типов и крупнообъемное штоково-кверковое оруденение, широко развитое на юге Дальнего Востока. Намечены пути научной стратегии дальнейшего изучения и развития минерально-сырьевой базы вольфрама в Дальневосточном регионе. Привлечено внимание к грейзеновому типу оловорудных месторождений с комплексными оловянно-молибден-вольфрамовыми рудами как дополнительному источнику вольфрамовых руд.*

Юг Дальнего Востока обладает реальными перспективами выявления новых редкометальных месторождений с вольфрамовым оруденением. В настоящее время в этом регионе добыча вольфрама осуществляется в Приморском крае на месторождениях Восток-2 и Лермонтовское. Эти два объекта относятся к разряду крупных месторождений скарнового типа с шеелитовой минерализацией. Среднее содержание  $WO_3$  в них составляет от 1,64 (Восток-2) до 0,67–3,0% (Лермонтовское).

Большинство исследователей относят вольфрам к литофильному типу оруденения, связанному с гранитоидами и другими проявлениями кислого магматизма преимущественно мезозойского возраста. Эти выводы базируются на опыте изучения промышленных оловянно-вольфрамовых, молибдено-вольфрамовых и собственно вольфрамовых месторождений гидротермального, грейзенового (преимущественно в вольфрамитовой минеральной форме) и скарнового (в шеелитовой форме) генезиса [6–8, 12, 14].

В то же время, геологоразведочная практика достаточно часто показывает вольфрамовую минерализацию сидерофильного профиля на площадях развития базит-гипербазитового магматизма различного возрастного диапазона. Ртутно-сурьмяно-вольфрамовое оруденение подобного типа известно в

Китае, Австралии, США, Канаде, странах Западной Европы, реже в пределах Дальневосточного федерального округа России (Тамватнейское месторождение Корякско-Камчатской складчатой области, Палевское рудное поле на Сахалине, Солокачинское месторождение в пределах Буреинского массива, рудопроявления Чукотки и т.д.). Указанные рудные объекты детально описаны В.Н.Воеводиным [3].

Вольфрам-молибден-оловянные месторождения Дальневосточного федерального округа (ДФО), относящиеся к литофильному типу оруденения, пространственно и генетически ассоциируют с гранитоидами раннемелового (Sn, W, Pb, Zn) и поздне-мелового (Sn, W, Mo, Cu, Pb, Zn, Au) возрастов и являются одними из важных представителей минерально-сырьевой базы (МСБ) российской экономики. Минерально-сырьевая база вольфрама ДФО составляет порядка 23–24% от общероссийской [4, 11], разведанные запасы  $WO_3$  0,4 млн. т, прогнозные ресурсы категории  $P_1-P_2$  до 1 млн. т [1]. В 1995 г. мировая добыча вольфрама в концентрате оценена в 30 тыс. т (при запасах около 6 млн. т) [6]. Общие прогнозные ресурсы вольфрама в мире составляют 8,89 млн. т [13].

Ближайшая к ДФО промышленно значимая территория охватывает ряд олово-вольфрамонос-

ных районов Бурятии. В частности, Джидинский рудный район сформирован тремя сближенными месторождениями, крупнейшее из которых — Холтосонское. На последнем добыто более 60 тыс. т  $WO_3$ , балансовые запасы по результатам доразведки 2004–2007 гг. превышают 32 тыс. т при прогнозных ресурсах 10 тыс. т. Вольфрамовые месторождения Якутии тесно ассоциируют с оловянными. Госбалансом учтено 24 месторождения, из них 75% запасов  $WO_3$  находятся в комплексном медно-вольфрамовом месторождении Агылки.

В пределах Дальневосточного мезозойского вольфрамо-оловорудного металлогенического пояса с его Чукотским, Яно-Колымским и Дальневосточным звеньями запасы вольфрама могут быть связаны как с собственно вольфрамовыми месторождениями Приморья (Лермонтовское, Восток-2), так и с вольфрамсодержащими оловянными месторождениями Магаданской области, Чукотки, Хабаровского и Приморского краев, Амурской области [6].

Нами рассматриваются вольфрамовые объекты только Приморского и Хабаровского секторов Дальневосточного звена вольфрамо-оловорудного металлогенического пояса ДФО.

*Лермонтовское месторождение* приурочено к карбонатно-терригенно-кремнисто-вулканогенным комплексам, возраст которых изменяется от каменноугольно-пермского до юрско-мелового. Они прорваны мелкими телами диоритов, крупными интрузиями интенсивно грейзенизированных гранодиоритов и гранитов, штоками и дайками мелового возраста. Ранняя стадия оруденения — инфильтрационные скарны (воластонитовые, диопсидовые и геденбергитовые), секущиеся штоком гранитов. С последними ассоциируют зоны шеелитоносных кварц-полевошпатовых метасоматитов. Следующая продуктивная на вольфрам стадия оруденения связана с образованием кварц-мусковитовых и шеелит-мусковит-кварцевых фаций по гранитам, мусковит-апатит-шеелит-кварцевой и шеелит-кварцевой фаций по скарнам. К более поздней относится пропицит-сульфидная стадия оруденения (пирротин, реже арсенопирит, сфалерит, галенит). Завершает рудный процесс березитовая фация, сопровождающаяся серебросодержащими блеклыми рудами с висмутом [7]. Первая очередь горно-обогадательного комбината введена в 1987 г. На месторождении выделено более десятка рудных залежей длиной 60–640 м при мощности от первых метров до 60 м. Руды прослежены на глубину 180 м. Среднее содержание  $WO_3$  2,29%. Кроме того, в рудах отмечены Au 0,23 г/т, Ag 3,33 г/т, Cu 0,21%. Запасы вольфрама оцениваются в 30 тыс. т, прогнозные ресурсы по категории  $P_1$  составляют 5200 т,  $P_2$  — 36 500 т [6].

*Месторождение Восток-2* локализовано в кремнисто-терригенных образованиях (С–Р, Т–J), прорванных сложным по составу штоком гранитоидов и серией даек кислого и основного составов мелового возраста. Разведано пять рудных тел, представленных скарново-сульфидными залежами и минерализованными зонами дробления. Главное рудное тело имеет размеры (500–650)×430 м и прослежено на глубину до 400 м. Шеелит-кварцевые руды возле штока гранитоидов на удалении от него сменяются на шеелит-сульфидно-кварцевые. Главные рудные минералы — шеелит, пирротин, халькопирит, реже арсенопирит, сфалерит, молибденит, висмутин, золото. Обогадательная фабрика и карьер действуют с 1977 г. [4].

Содержание  $WO_3$  в разных телах изменяется в пределах 0,72–2,73%, Cu 0,19–0,93%, Bi 0,023–0,097%. В халькопирите, арсенопирите и пирротине установлено до 2 г/т Au. С 1977 г. на месторождении добыто 77 813 т W, 43 500 т Cu, 2300 т Bi, 53 т Ag, 8,5 т Au. Неиспользованные запасы вольфрама при среднем содержании  $WO_3$  1,8% составляют 72 тыс. т, Au (1,8 г/т) — 3935 т [6, 7].

*Вольфрамсодержащие*, главным образом оловорудные, месторождения, в которых кроме  $WO_3$  сопутствующими, но нередко представляющими промышленный интерес являются Mo, Cu, Ag, Bi, Pb-Zn, широко представлены в ДФО и сосредоточены в определенных металлогенических провинциях, металлогенических зонах и рудных районах.

На восточном фланге Восточно-Забайкальской металлогенической провинции в пределах Сергачинской зоны известны ряд проявлений и мелкое Сергеевское месторождение вольфрама, локализованное в нижнеюрско-нижнемеловых гранитоидах. Не имеющие самостоятельного промышленного значения рудные тела жильного типа содержат 1,6–1,7%  $WO_3$ . Поисково-разведочная изученность зоны (в том числе на ведущие полезные ископаемые — золото и молибден) остается низкой. Не учитывалась возможность нахождения здесь крупнообъемных рудных объектов порфирирового типа [7].

В качестве одной из перспективных на комплексное Au-Mo-W-Pb-Zn оруденение оценивается Становая вольфрамоносная провинция [14], где известны проявления полиметаллических скарнов с содержанием  $WO_3$  до 1,5% (рудопоявление Свинцовое). Джелтулак-Гилойская шовная зона в докембрийских толщах несет шеелитоносные кварц-диопсидовые скарны с содержанием  $WO_3$  до 1% (рудопоявления Геткангинское, Чекчиканское).

В Амурской металлогенической провинции выделяются крупные по площади Северо-Буреинская,

Хингано-Охотская, Нижне-Амурская металлогенические области с комплексным Sn-Mo-W-полиметаллическим и золото-серебряным оруденением, включающие ряд крупных районов [6, 7, 14 и др.].

К числу наиболее значительных вольфрамсодержащих рудных районов относятся Комсомольский (месторождения Фестивальное, Марсовое и др.) и Баджальский (месторождения Рудное, Якуньское и др.). Всего в Комсомольском (с 1959 г.) и Баджальском (с 1991 г.) рудных районах добыто 185 тыс. т Sn, 310 тыс. т Cu, 25 тыс. т W. Балансовые запасы вольфрама составляют 27 690 т, прогнозные ресурсы со средним содержанием  $WO_3$  0,23% — >3 тыс. т [6, 7].

В Дуссе-Алинском рудном районе (месторождения Средне- и Верхне-Ипатинское, Мерекское и др.) прогнозируются забалансовые запасы  $WO_3$  в количестве >640 т. Определенный интерес представляет Янканское месторождение с содержанием  $WO_3$  в оловянных рудах до 0,6%. Месторождения Дуссе-Алинского района недоразведаны, в том числе на возможные крупнообъемные рудные объекты порфирирового типа, в составе которых важное значение имеет молибден. Прогнозные ресурсы последнего на Янканском месторождении оцениваются по категории  $P_1$  в 15 тыс. т, а по категории  $P_2$  — до 65 тыс. т [7]. В аналогичной стадии поисково-разведочной изученности находятся мелкие оловорудные месторождения и рудопроявления с признаками вольфрамо- и молибденоносности в пределах Эзопского и Ям-Алинского рудных районов.

Приморский сектор Дальневосточного вольфрамо-оловорудного пояса объединяет Восточно-, Центральную- и Западно-Сихотэ-Алинскую металлогенические зоны [12]. В его пределах опробовано и в различной степени разведано более 70 месторождений оловянной и комплексной олово-вольфрам-молибденовой минерализации. В Западно-Сихотэ-Алинской зоне известны Средне-Уссурский и Малиновский олово-вольфрамовые рудные районы, где оруденение локализовано главным образом в эндо- и экзоконтактах мезозойских гранитоидных массивов. Преобладает минерализация касситерит-кварцевой, касситерит-вольфрамит-грейзеновой и шеелит-скарновой рудных формаций. Центральная-Сихотэ-Алинская металлогеническая зона объединяет вольфрам-оловорудные объекты Верхне-Уссурского, Беневского, Фурмановского и Арминского рудных районов. К Западно-Сихотэ-Алинской металлогенической зоне относится промышленное вольфрамовое месторождение Лермонтовское, к Центральной-Сихотэ-Алинской — промышленное вольфрамовое месторождение Восток-2. Для большинства вольфрамовых рудных районов Приморья

характерен коллизионный геодинамический тип рудоносного магматизма.

Как показано выше, ДФО располагает значительными запасами вольфрама в виде самостоятельных месторождений  $WO_3$  и в форме сопутствующего Sn-W, W-Mo, Cu-W, Pb, Zn оруденения в сложных по составу рудных объектах. Об этом свидетельствует высокая экстенсивность проявления ареалов вольфрамовой минерализации.

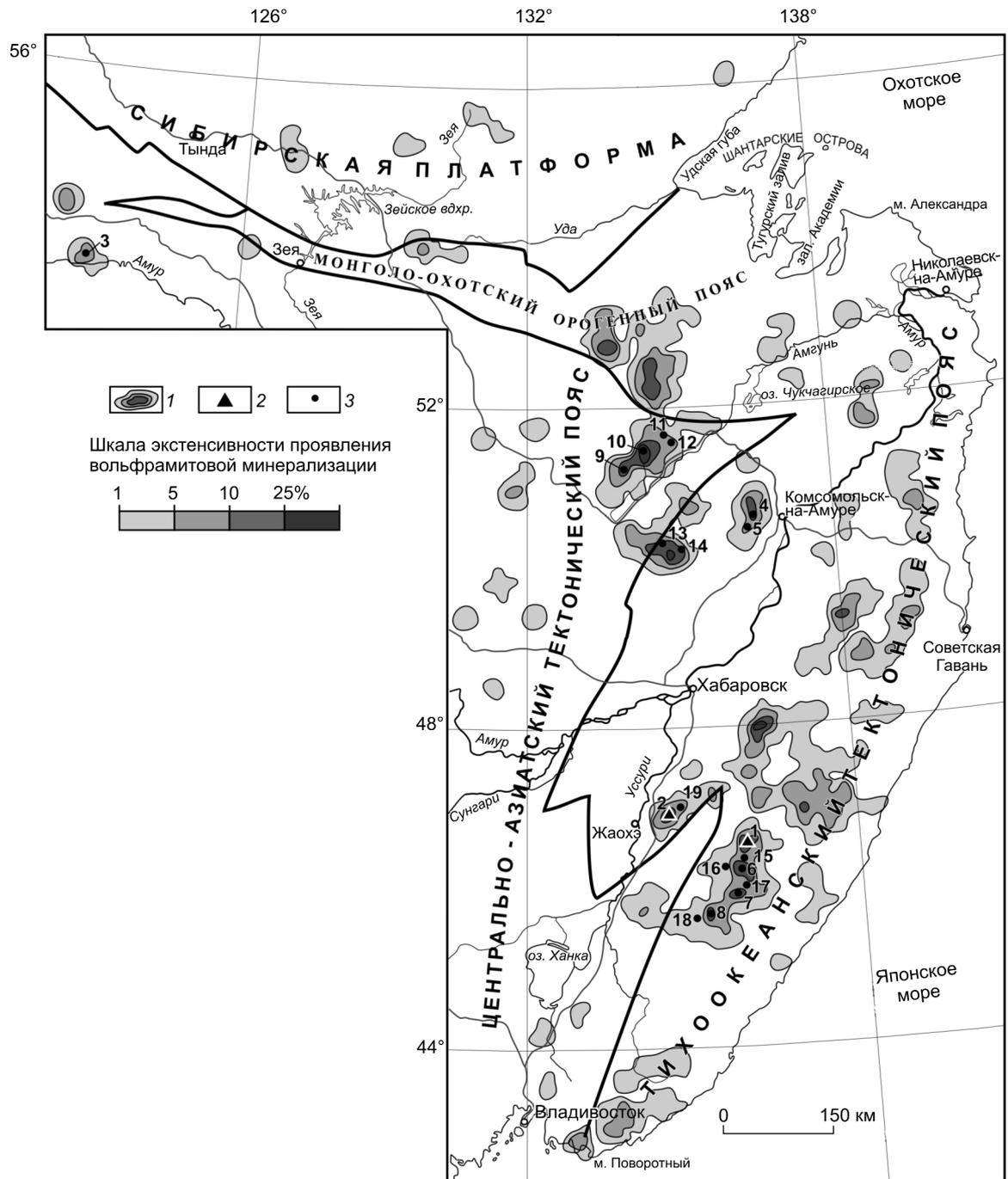
В целях уточнения положения наиболее перспективных площадей и участков на вольфрамовое оруденение нами использована методика составления схем экстенсивности проявления вольфрамового оруденения на юге Дальнего Востока — в пределах Хабаровского и Приморского секторов вольфрамо-оловорудного металлогенического пояса ДФО. При ее составлении использована «Регистрационная карта эндогенных полезных ископаемых юга Дальнего Востока России» м-ба 1:1 500 000, выполненная под руководством В.И.Сухова [7]. На ней показано положение более 260 обычно широко разобщенных рудных точек, характеризующих главным образом рудопроявления, редко непромышленные месторождения и единичные промышленные месторождения вольфрама.

Площадь карты была разбита на элементарные ячейки размером 1×1 см. Методом «скользящего окна» определялись количественные значения в баллах экстенсивности оруденения в каждой ячейке. Промышленному месторождению присвоены 8 баллов, непромышленному — 4, рудопроявлению — 2. Полученные показатели изменялись от 1 до 45 баллов. Построение формализованной схемы экстенсивности осуществлялось сечением изолиний 1, 5, 10 и 25 (рис. 1).

Аномалии экстенсивности, показанные как единые рудные поля (узлы, рудные районы), формировались при длительном и неоднократном поступлении геохимически и минералогически различных объемов рудного вещества к дневной поверхности. Тем не менее, интегральный способ отображения их распространенности, хотя и привносит усложняющую информацию, является одним из наиболее информативных для оценки степени проявленности вольфрамовой минерализации в регионе.

По полученным данным вольфрамовые объекты юга Дальнего Востока можно разделить на две основные группы, позволяющие по-разному подходить к проблемам увеличения запасов руды и рационального использования добываемой рудной массы.

Первая группа — самостоятельные крупные плутоногенные месторождения вольфрама скарно-



**Рис. 1. Схема экстенсивности проявления вольфрамовой минерализации на юге Дальнего Востока:**

1 — аномалии экстенсивности вольфрамового оруденения; 2 — крупные месторождения вольфрама: 1 — Восток-2, 2 — Лермонтовское; 3 — средние и мелкие месторождения вольфрама: 3 — Сергеевское, 4 — Фестивальное, 5 — Марсовое, 6 — Тигриное, 7 — Усть-Микулинское, 8 — Забытое, 9 — Янканское, 10 — Средне-Ипатинское, 11 — Мерекское, 12 — Верхне-Ипатинское, 13 — Якуньское, 14 — Рудное (Баджалский рудный район), 15 — Стланиковское, 16 — Чимчигузское, 17 — Юбилейное, 18 — Рудное (Арминский рудный район), 19 — Беневское

вого типа с шеелитовой минерализацией (Лермонтовское, Восток-2 и другие в пределах ДФО — Скрытое, Беневское). Содержания  $WO_3$  в рудных

телах высокие от 0,67 до 3% и более. Горнодобывающие предприятия на базе таких месторождений созданы десятки лет назад. Большинство из них

отрабатывалось хищническим способом. К примеру, на месторождении Восток-2 изъятые главным образом богатые по содержанию  $WO_3$  блоки, а в Госбалансе остались блоки с бедными рудами ( $WO_3$  до 0,2%), что делает разработку месторождений нерентабельной. На Фестивальном месторождении Комсомольского рудного района извлечение  $WO_3$  из комплексных Sn-Cu-W руд в концентрат не превышало 23%.

Для улучшения состояния МСБ вольфрама Дальнего Востока в Федеральную целевую программу в 2002 г. включены инвестиционные вложения по усилению добычи вольфрамовой руды ОАО «Приморский ГОК» на месторождении Восток-2. Однако в 2002–2004 гг. реальное финансирование не достигло и трети намеченного. Улучшение инфраструктуры таких ГОКов является общегосударственной задачей, заслуживающей специального обсуждения.

В свою очередь, вопросы технологии обогащения и использования извлекаемых руд могут решаться на уровне исследований, проводимых региональными научными и научно-производственными организациями. Положительные примеры этого уже имеются в Институте материаловедения ДВО РАН [2]:

изучены минералогические, физико-химические и технологические свойства вольфрамового концентрата месторождения Лермонтовское;

методом алюмотерапии из вольфрамсодержащего концентрата получены электроды и созданы материалы для электроискрового легирования на базе карбоната вольфрама;

разработан метод ликвационной плавки вольфрамовых концентратов для получения чистого карбида вольфрама;

создана технология получения инструментов на основе вольфрам-медного псевдосплава;

разработан и запатентован еще ряд технологических решений, удешевляющих традиционные технологии в 2–6 раз. Испытания полученных материалов апробированы в условиях Лермонтовского ГОКа и Джидинского комбината Читинской области.

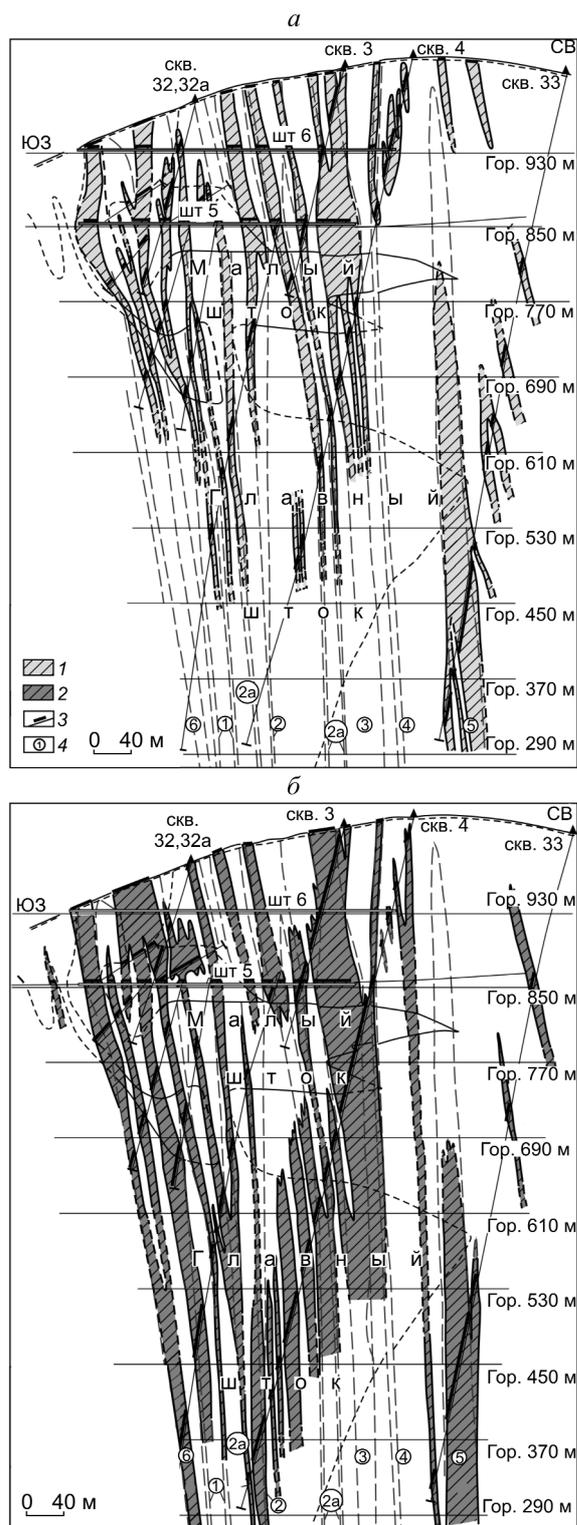
В Институте горного дела ДВО РАН освоена технология селективного разделения апатитовых, кальцитовых и шеелитовых руд месторождений Лермонтовское и Восток-2 [9].

Вторая группа — мелкие и средние плутоногенные месторождения вольфрама грейзенового типа с вольфрамитовой минерализацией в комплексных Sn-Mo-W рудах. В некоторых объектах отмечается наложенная Cu-полиметаллическая минерализация, которая концентрируется в поздних жильных телах и минерализованных зонах дробления [9]. Месторождения

этого типа широко распространены на юге Дальнего Востока. К ним относятся Забытое, Тигриное, Стланиковское, Чимчигузское, Юбилейное, Усть-Микулинское, Рудное (Арминский рудный район), Якуньское, Рудное (Баджальский рудный район), Мерекское, Янканское, Средне- и Верхне-Ипатинское (Дуссе-Алинский рудный район) и др. В отличие от скарных на этих месторождениях и рудопроявлениях содержания  $WO_3$  в рудных телах более низкие от 0,01 до 0,53% (изредка выше). Несмотря на низкие содержания вольфрама в рудах, данный элемент повсеместно сопровождает оловянную минерализацию. Руды комплексные с крупнообъемным штокверковым оруденением и, несомненно, могут представлять промышленный интерес на предмет извлечения вольфрама.

Убедительным примером важности изучения подобных объектов являются результаты работ, проведенных на грейзеновом месторождении Тигриное (Арминский рудный район), где в комплексных рудах, наряду с профилирующим оловом, широко развито молибден-вольфрамовое оруденение [9]. Установлено, что оловянная, вольфрамовая и молибденовая минерализация генетически связана со становлением гранит-порфирового штока. Процесс рудообразования проявлен в три этапа. С первым этапом ассоциирует Mo-W минерализация, со вторым — W-Sn, с третьим — Sn-сульфидная (с небольшим количеством W). Процесс кристаллизации вольфрамита и касситерита в каждом этапе рудообразования происходил одновременно, с некоторым опережением вольфрамитовой минерализации. Эти закономерности проявились и в пространственном распределении минералов. Вольфрамит, будучи «сквозным» минералом, фиксируется от поверхности до самых глубоких горизонтов разведочных выработок. Повышенные концентрации касситерита и вольфрамита обрамляют шток гранит-порфиров, особенно тяготеют к эндо- и экзоконтактной частям штока. С глубиной ареалы вольфрамита более устойчивы, чем касситеритовые, они значительно шире и прослежены до глубоких горизонтов штокверка примерно до 100–300 м. По восстанию рудной зоны, к поверхности, вольфрамитовая минерализация выклинивается (рис. 2).

Установленная промышленная значимость молибденового и вольфрамового оруденения в перечисленных выше мелких и средних месторождениях вольфрама грейзенового типа с комплексными Sn-Mo-W рудами, достаточно широко развитыми в пределах юга Дальнего Востока и всей территории ДФО, позволяет существенно по-иному подходить к их оценке. Такие объекты требуют в первую оче-



**Рис. 2.** Зоны развития видимого касситерита (а) и вольфрамита (б) по профилю 10 штоков Тигринский на Тигринском месторождении, с использованием материалов Таежной ГРЭ ППГО:

1 — ареалы касситерита; 2 — ареалы вольфрамита; 3 — интервалы с видимыми касситеритом, вольфрамитом; 4 — номера рудных тел

редь доразведки глубоких горизонтов и более целенаправленного опоискования сопредельных территорий, в том числе с помощью геофизических методов.

К числу наиболее важных составляющих научной стратегии дальнейшего изучения и развития МСБ вольфрама (равно как и сопутствующих ему рудных элементов) относятся:

анализ закономерностей и условий формирования основных типов вольфраморудных месторождений, в том числе на глубинной основе с помощью геофизических методов;

создание компьютерных банков вольфрамоносных объектов, обеспечивающих оперативную организацию всех видов поисково-разведочных работ по расширению МСБ ДФО;

исследование качества минерального сырья для разработки наиболее оптимальной технологии обогащения извлекаемых руд;

расширение и укрепление научных контактов между академическими, ведомственными и производственными организациями при решении основных вопросов рассматриваемой проблемы;

переоценка с предварительным проведением доразведочных работ на глубоких горизонтах оловорудных месторождений грейзенового типа с комплексными оловянно-молибден-вольфрамовыми рудами (несмотря на относительно низкие содержания вольфрама), так как эти объекты могут представлять промышленный интерес на вольфрам — дополнительный источник вольфрамовых руд на юге Дальнего Востока.

*Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований ДВО ОНЗ РАН (проект 06-1-ОНЗ-113).*

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Буряк В.А., Лошак Н.П. Минерально-сырьевая база ДВЭР: прогнозные ресурсы, стратегия рационального освоения // Региональные проблемы. 2001. № 5. С. 21–24.
2. Верхотуров А.Д., Еришова Т.Б. Минералогическое материаловедение — новый раздел науки о материалах // Горный информационно-аналитический бюллетень. 2005. С. 206–214.
3. Воеводин В.А. Вольфрамовое оруденение в областях базит-гипербазитового магматизма // Геология рудных месторождений. 2004. № 5. С. 456–490.
4. Гвоздев В.И. Месторождения Восток-2 и Лермонтовское // Крупные и суперкрупные месторождения рудных полезных ископаемых. М., 2006. Т. 3. Кн. 2. С. 627–662.
5. Игнатович В.И., Гусев Ю.П. Перспективы расширения минерально-сырьевой базы вольфрама // Разведка и охрана недр. 2007. № 12. С. 43–48.

6. Лошак Н.П. Дальневосточный мезозойский вольфрамооловорудный металлогенический пояс // Вопросы геологии, металлогении, поисков и оценки месторождений Дальнего Востока. Хабаровск, 2002. С. 37–56.
7. Металлогения Дальнего Востока России. – Хабаровск: ДВИМС, 2000.
8. Модель формирования оловянно-вольфрамового месторождения / Г.В.Ручкин, М.С.Шнайдер, А.А.Шнайдер и др. // Геология рудных месторождений. 1987. № 2. С. 85–88.
9. Молибденовая минерализация в рудах оловорудного месторождения Тигриное (Приморье) / С.М.Родионов, А.А.Шнайдер, Н.П.Романовский и др. // Геология рудных месторождений. 2007. № 4. С. 321–333.
10. Разработка теоретических основ селективной флотации кальцийсодержащих минералов, входящих в состав руд приморских месторождений / Л.А.Саматова, Л.А.Киенко, О.В.Воронова и др. // Горный ин-формационно-аналитический бюллетень. 2005. С. 274–287.
11. Романовский Н.П., Малышев Ю.Ф. Минерально-сырьевой потенциал горнодобывающей промышленности Приамурья // Вестн. ПРО РАЕН. 2004. Т. 2. № 1. С. 19–23.
12. Рязанцева М.Д. Рудная минерализация и минерагеническое районирование Приморского края // Вопросы геологии, металлогении, поисков и оценки месторождений Дальнего Востока. Хабаровск, 2002. С. 64–75.
13. Ткачев А.В. Глобальный анализ пространственно-временных особенностей образования и размещения крупных и суперкрупных месторождений вольфрама // Крупные и суперкрупные месторождения рудных полезных ископаемых. М., 2006. Т. 1. С. 118–121.
14. Эндогенная минерагения геоблоков центральной части Дальнего Востока / Е.А.Кулиш, А.П.Сорокин, А.А.Врублевский и др. // Региональные проблемы. 2001. № 5. С. 21–24.

УДК 553.31 (571.6)

© А.М.Жирнов, 2008

Посвящается 100-летию со дня рождения Федора Иосифовича Вольфсона — одного из крупнейших специалистов по рудным месторождениям XX в.

## НОВЫЙ ЖЕЛЕЗОРУДНЫЙ БАССЕЙН РОССИИ В ЕВРЕЙСКОЙ АВТОНОМНОЙ ОБЛАСТИ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

**А.М.Жирнов (Институт комплексного анализа региональных проблем ДВО РАН)**

*Железорудные месторождения в Еврейской автономной области разведаны 50 лет назад. Но ресурсы железных руд и сопутствующих металлов в них не определялись. Геологические съемки последнего десятилетия и различные тематические работы позволили получить новые данные о суперкрупном ресурсном потенциале железорудной базы области и ряда сопутствующих стратегических металлов. Это становится особенно важным в связи с начинающейся эксплуатацией месторождений железных руд и обсуждением вопроса о строительстве металлургического комбината.*

Железорудные месторождения Еврейской автономной области выявлялись и разведывались в середине XX в. Одни из них были разведаны до глубины 300–500 м с проведением большого объема технологических исследований и с утверждением запасов в ГКЗ СССР, другие изучены лишь близ поверхности до глубины 50–200 м с отнесением запасов к категории забалансовых. Многие объекты изучались только канавами, а некоторые лишь на-

мечены по данным аэромагнитной съемки. Подсчет ресурсов руд по методическим требованиям того времени был необязателен. Методы лабораторного исследования руд, в частности широко распространенного спектрального анализа, были еще недостаточно совершенны. Поэтому содержания золота и платиноидов в рудах не фиксировались.

Заметим, что определение малых концентраций благородных металлов в железных рудах (<3

г/т) — весьма трудная технологическая задача для многих рядовых лабораторий, поскольку требует специальной технологии проведения анализов и специальных реактивов [9]. Поэтому и сейчас эта задача решается не просто и доступна не всем лабораториям.

Методика исследовательских работ автора заключалась в изучении опубликованной литературы и фондовых материалов последнего десятилетия, проведении полевых наблюдений на конкретных месторождениях с отбором проб. Месторождения представлены крупными по длине и мощности рудоносными структурами, поэтому обследовались обычно в одном–двух пересечениях, реже — больше. Месторождения Кимканское, Кайланское и Костеньгинское расположены в Северном, а Южно-Хинганское — в Южном районе железорудного бассейна (рис. 1, 2). В пределах наиболее крупного Южно-Хинганского месторождения, состоящего из 20 отдельных участков, осмотрено шесть участков на южном фланге.

Визуальный осмотр каменного материала проводился вкрест рудного тела с определением типа вмещающих пород и руд. Из руд различных типов и пород через 5–10 м отбирались геологические сколовые пробы массой 1–2 кг и штуфы. Химико-спектральным методом проанализировано более 50 проб. Контрольные определения по 22 пробам Южно-Хинганского месторождения выполнены атомно-абсорбционным методом в химической ла-

боратории Института геологии и природопользования ДВО РАН.

Малый Хинган — это область байкалид, завершившая геосинклинальное развитие в раннем кембрии [2]. В палеозое она претерпела мощный многофазный гранитоидный магматизм и превратилась в жесткое консолидированное образование, в мезокайнозое — развитие наложенных впадин с последующим эффузивно-интрузивным магматизмом и новым циклом орогенеза, обусловившим формирование современного рельефа. Древние осадочно-метаморфические образования распространены в западной части Еврейской автономной области, меловые вулканиты — в северо-западной, а палеозойские гранитоиды — на восточном обрамлении выступа древних пород и, частично, прорывают последние.

Древние породы разделяются на две серии — амурскую, представленную архейскими метаморфитами, и хинганскую, сложенную верхнепротерозойскими терригенно-карбонатными отложениями. Архейские породы обнажаются в трех антиклинорных структурах меридионального простирания, разделенных протерозойскими трогами (грабено-рифтами) и изометричными впадинами. Археиды прорваны интрузиями протерозоя и крупными батолитами раннего палеозоя и сохранились в полях гранитоидов в виде отдельных фрагментов. Протерозойские впадины вмещают характерные для области протяженные поля крупномасштабных марганцево-железных руд. В частности, Самарский трог находится на юго-западе площади между древними антиклинорными структурами, а Кимканская изометричная впадина — в центре области, к северо-востоку от Самарского трога (см. рис. 1, 2).

В регионе весьма масштабно проявлена разрывная тектоника. Наиболее характерны разрывные нарушения меридионального, широтного и северо-восточного простирания.

К протерозойским осадочным бассейнам с западной стороны примыкают золотороссыпные районы — Сутарский и Помпеевский. За более чем столетнюю историю разработки россыпей, эксплуатируемых и до сих пор, добыто более 20 т Au. Россыпи сформировались в неоген-четвертичное время из коренных источников мезозойского возраста [6].

Еврейская автономная область находится в пределах Хинганской геолого-металлогенической области, одной из выдающихся на Дальнем Востоке по концентрации и масштабности природного минерального сырья [6]. Экономике области более полувека в значительной мере определяла высокоэффективная разработка оловянных руд на Хинган-



**Рис. 1. Географическое положение железорудного бассейна Еврейской автономной области:**

1 — Северный, 2 — Южный железорудный районы

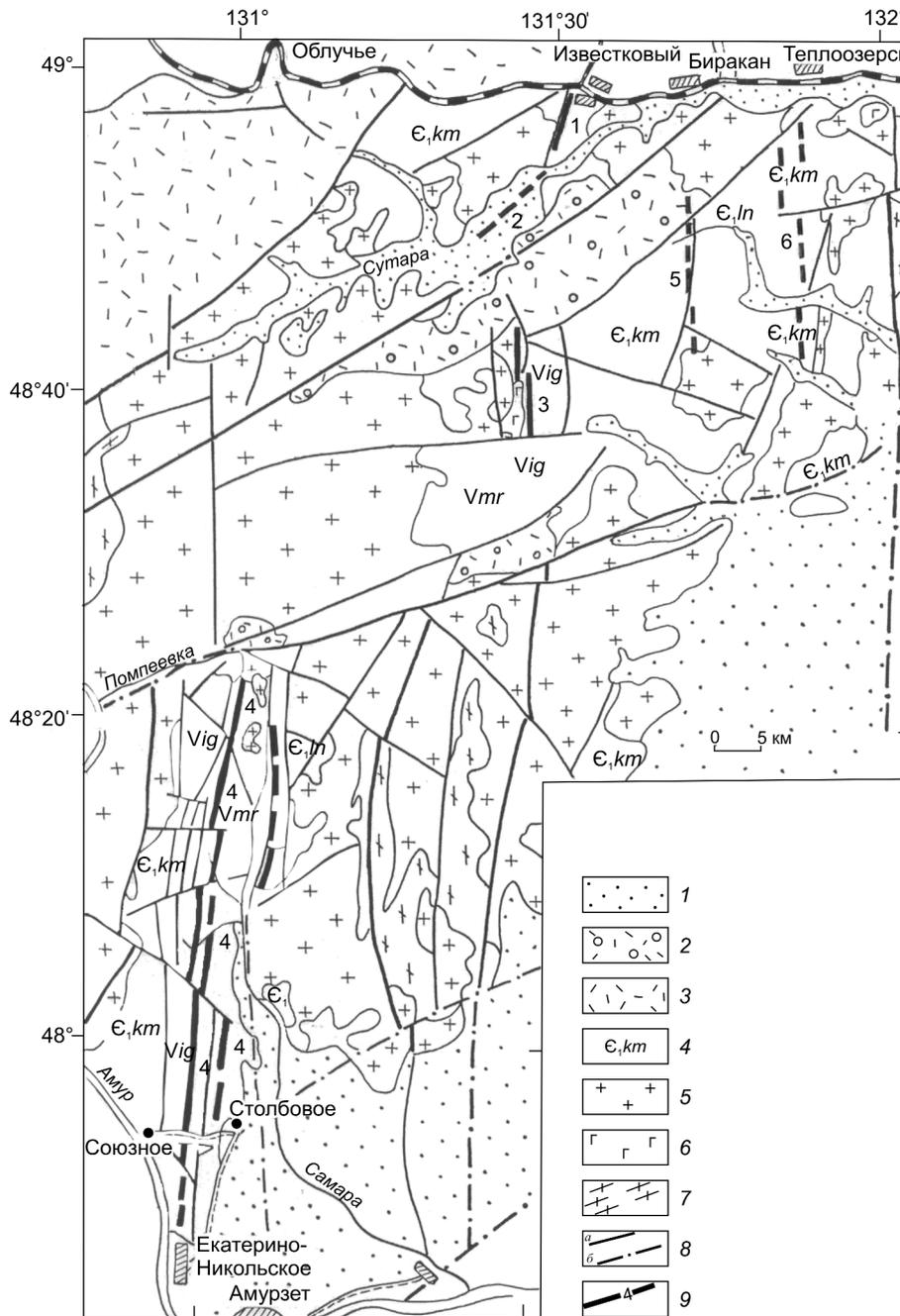


Рис. 2. Схема размещения железорудных месторождений в бассейне, геологическая основа по [2]:

1 — рыхлые неоген-четвертичные отложения; 2 — осадочно-вулканогенные породы Сутарского прогиба; 3 — эффузивы Хингано-Олонойского прогиба; 4 — породы протерозойских впадин: Vig — глинистые сланцы, песчаники игинчинской свиты, Vmr — доломиты, кремнистые сланцы мурандавской свиты, E, km — песчаники, алевролиты, сланцы кимканской толщи, E, ln — известковистые доломиты, известняки, сланцы лондоковской свиты; 5 — гранитоиды фанерозоя; 6 — габбро-диориты; 7 — архейские метаморфиты; 8 — разломы (а — картируемые на поверхности, б — под рыхлыми кайнозойскими отложениями); 9 — месторождения (1 — Кимканское, 2 — Сутарское, 3 — Костеньгинское, 4 — Южно-Хинганское); слабоизученные железорудные зоны: 5 — Центральная, 6 — Восточная

ском горнообогатительном комбинате. Источник оловянного сырья — Хинганское месторождение олова — уже отработано.

В настоящее время горнорудная отрасль экономики области возрождается уже на базе промышленного освоения суперкрупного железорудного

## 1. Запасы и ресурсы железных руд в Хинганском железорудном бассейне, с учетом данных [1, 5, 12 и др.], млн. т

Район	Месторождение, зона	Утвержденные запасы А+В+С <sub>1</sub> +С <sub>2</sub>	Забалансовые запасы С <sub>2</sub>	Ресурсы			Общий потенциал
				Р <sub>1</sub>	Р <sub>2</sub>	Р <sub>3</sub>	
Северный	Кимканское	220		100			320
	Сутарское	369,3		500	130		1000
	Костеньгинское	163,9		150			310
	Итого	750 до глубины 500 м		750	130		1630
	Центральная		505 до глубины 200 м		500 до глубины 500 м		1005
	Восточная					900 до глубины 1 км	900
	Итого	750	505	750	630	900	3535
Южный	Южно-Хинганское		292 до глубины 50 м	3000 до глубины 500 м	3000 до глубины 1 км	3000 до глубины 1,5 км	9290
<b>Всего</b>		<b>750</b>	<b>797</b>	<b>3750</b>	<b>3630</b>	<b>3900</b>	<b>12 800</b>

Примечание. Оценка ресурсов железных руд по зоне Восточная (900 млн. т) дана по С.Н.Добкину и др. (2000), по Южно-Хинганскому месторождению (9290 млн. т) — по А.М.Жирнову (2007).

потенциала. На ближайшую и долгосрочную перспективы (на XXI в.) ее основу составят два крупных горных предприятия — Теплоозерский цементный завод производительностью 3 млн. т цемента в год (после реконструкции) и Кимкано-Сутарский горнообогатительный комбинат с планируемой с 2011 г. годовой добычей железной руды 6–10 млн. т. Оба предприятия находятся в чрезвычайно благоприятных географо-экономических условиях — вблизи Транссибирской железнодорожной магистрали. Вблизи строящегося ГОКа (12–25 км к востоку) имеются еще несколько перспективных протяженных железорудных зон с крупными ресурсами железа и комплексом сопутствующих ценных металлов. После их разведки это позволит в дальнейшем существенно увеличить мощность ГОКа.

Железорудный бассейн области включает два железорудных района — Северный, находящийся непосредственно у Транссибирской железной дороги в пределах Облученского административного района, и Южный — около р. Амур в пределах Октябрьского района. Оба железорудных района локализируются в глинисто-карбонатных породах, слагающих впадины-прогибы протерозойского возраста, среди древних гранитно-метаморфических пород.

В Северной (Кимканской) впадине находятся три железорудные зоны меридионального и северо-восточного простираний протяженностью 25–30 км — Западная (Главная), Центральная и Вос-

точная, расположенные через 12–15 км друг от друга. Разведанные месторождения железных руд, состоящих на государственном балансе, сосредоточены в Западной зоне (с севера на юг месторождения Кимканское, Сутарское и Костеньгинское) (табл. 1). В Центральной рудной зоне имеется много мелких недостаточно разведанных месторождений с суммарными забалансовыми запасами 505 млн. т [1].

В Южном железорудном районе локализовано гигантское по размерам с поверхности (50×8 км) Южно-Хинганское марганцево-железорудное месторождение. Оно вскрыто канавами в 1942–1950 гг., а центральная часть разведана в 1951–1956 гг. на расстоянии 4 км до глубины 170–350 м. Разведка велась на марганцевые руды, запасы которых в количестве 8 млн. т утверждены в 1957 г. [14]. Железные руды не подсчитывались, поскольку рудное тело не везде разбурено скважинами, а технология обогащения руд не исследовалась (была отобрана только одна проба из другого непредставительного тела).

По приведенным данным, утвержденные запасы двух разведанных месторождений, ныне вовлекаемых в эксплуатацию, являются средними, а одного (Сутарского) — крупными. Вместе с ресурсами категории Р<sub>1</sub> (подтвержденными скважинами) общий их потенциал составляет 1,5 млрд. т, что позволяет относить сырьевую базу строящегося Кимкано-Сутарского ГОКа к группе суперкрупных

объектов. Резервом для данного комбината служат ресурсы двух железорудных зон (около 2 млрд. т железных руд), расположенных восточнее, что повышает общий потенциал сырьевой базы комбината до 3,5 млрд. т минерального сырья (см. табл. 1).

Месторождения железа Северного района разведаны до глубины 300–500 м и более, но неравномерно. Как правило, лучше разведаны самые крупные железорудные тела и зоны, по которым, собственно, и утверждены запасы. На других недостаточно разведанных участках рудных тел и зон объемы минерального сырья обычно отнесены к прогнозным ресурсам категории  $P_1$ . Например, на Сутарском месторождении длиной 14 км разведаны только запасы Южного участка длиной 6 км, при этом главное тело имеет длину 3,7 км; на Костеньгинском длиной 16,9 км разведаны и утверждены запасы только Южного участка длиной 5,7 км.

Существенным обстоятельством, повышающим ценность железных руд, является повсеместное присутствие в них золота (даже в единичных аншлифах), а в некоторых зонах (Восточная) также меди, никеля, кобальта и других ценных металлов (С.Н.Добкин, 2000). Точное содержание золота в рудах пока не определено. Однако если принять его на уровне минимального — 0,2 г/т, характерного для сходных железистых кварцитов Курского и Криворожского бассейнов [13], то ресурсы золота в месторождениях железа Северного района могут составить порядка 300–600 т. Современные промышленные технологии переработки железных руд позволяют извлекать из них золото и другие ценные металлы даже при указанных низких концентрациях, так как золото хорошо обособляется в тяжелом магнетитовом концентрате (табл. 2). Добыча золота из месторождений железистых кварцитов производится в Бразилии, Канаде, Австралии, Японии и США, причем схемы обогащения, по которым работают зарубежные компании, не составляют секрета [9].

## 2. Содержание золота в железистых кварцитах Криворожского бассейна и продуктах их обогащения, по [13]

Месторождение	Au, у.е.				
	Железистые кварциты	Магнетитовый концентрат	Хвосты мокрой магнитной сепарации разной плотности		
			1	2	3
Анновское	0,18	29,4	20,7	32,4	31,2
Первомайское	0,18	24,5	9,3	23,5	39,3
Валявкинское	0,24	21,4	11,2	24,5	31,2
Скелеватское	0,17	24,0	7,4	29,6	30,3
Ингулецкое	0,20	38,9	17,3	15,2	38,9

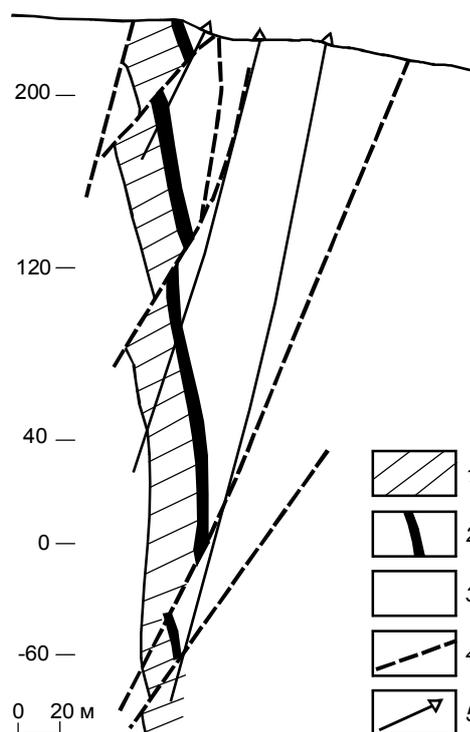


Рис. 3. Разрез Южно-Хинганского месторождения, по [14]:

1 — железорудное тело; 2 — марганцеворудный пласт; 3 — вмещающие породы; 4 — разрывные нарушения; 5 — скважины колонкового бурения

**Южно-Хинганское месторождение.** Главные ресурсы железа сосредоточены в Южном районе, в пределах Южно-Хинганского марганцево-железорудного месторождения, также представленного железистыми кварцитами (см. рис. 2). Главная особенность месторождения — железорудный состав руд. Марганцеворудный пласт составляет лишь узкую (3–10 м) восточную оторочку мощной (30–100 м) железорудной толщи (рис. 3).

Месторождение локализовано в пределах Самарского протерозойского прогиба (рифто-грабена) длительного развития (архей — ранний кембрий). Оно прослежено по всей длине прогиба. Поэтому геологическое строение последнего определяет и геологическое строение месторождения в целом.

Самарский прогиб на севере ограничивается крупным разломом северо-восточного — близширотного простирания, совпадающим с долиной р. Помпеевка, на юге — водной артерией — р. Амур. Длина его 70 км, ширина 15–20 км. Осадочно-метаморфические породы, слагающие прогиб, собраны в крупную антиклинальную складку меридионального простирания протяженностью около 70 км и шириной 15–18 км. Углы падения крыльев складки из-

меняются от 50 до 90°. Основная структура осложнена дополнительными складками второго, третьего порядков. Прогиб расчленен многочисленными разрывными нарушениями продольного (меридионального), поперечного и диагонального простирания [2, 14].

В бортах прогиба местами вскрыты нижнепротерозойские кристаллические сланцы союзенской свиты, верхнепротерозойские углисто-глинистые сланцы игинчинской свиты и нижнекембрийские битуминозные известняки и кремнистые сланцы лондоковской свиты. Центральная его часть сложена мощной толщей массивных светло-серых доломитов мурандавской свиты, среди которых прослеживаются протяженные марганцево-железорудные зоны и отдельные тела месторождения, в восточной — цепочка месторождений магнезита и брусита, единичные тела железистых кварцитов.

Рудовмещающая толща месторождения разделяется на три слоя — подрудный, рудный и надрудный. Подрудный слой мощностью 50–100 м сложен кремнисто-глинистыми углстыми сланцами, рудный — железистыми кварцитами мощностью 20–50 м (до 100–200 м). С восточной стороны к железорудному телу примыкает слой марганцевых руд мощностью 1–8 м (см. рис. 3). Надрудный слой мощностью 100–150 м сложен углисто-глинистыми, глинистыми сланцами с линзами известняков и доломитов [14].

Месторождение представляет собой группу разобщенных на 1–2 км и более рудных тел (участков), что обусловлено либо смещением единого рудного тела вдоль поперечных разломов, либо недостаточной разведанностью рудного тела в долинах рек. В виде узкой полосы шириной 4–8 км оно вытянуто в меридиональном направлении на 54 км вдоль правобережья р. Большая Самара, на юге примыкает к р. Амур, на севере ограничивается массивом гранитов в 6 км от долины р. Помпеевка.

В пределах рудного поля выделяются три рудные полосы (зоны) — Западная, Центральная и Восточная, отстоящие друг от друга на 2–5 км. Западная полоса расчленена разрывными нарушениями на пять рудных тел (участков), Центральная — на десять, Восточная — на шесть. Рудоносная структура разделяется поперечными разломами на три участка — Южный, Центральный и Северный.

Структурный контроль главной рудоносной толщи выражен наличием согласных разрывных нарушений и мощных (до 100 м) даек диабазов в ее пределах.

Железные руды составляют около 90% объема рудной массы (см. рис. 3) и представлены железистыми кварцитами трех типов — гематитовыми,

магнетитовыми, магнетит-гематитовыми. Гематитовые кварциты преобладают на поверхности месторождения, где слагают около 50% всех руд. Распределение типов руд неравномерное: в восточной части месторождения преобладают гематитовые, в западной — магнетитовые и магнетит-гематитовые руды.

По текстурно-структурным особенностям железные руды аналогичны марганцевым. Они плотные, тонкослоистые. Состоят из чередующихся слоев железных и нерудных минералов мощностью в среднем 1–2 см. Строение слоев тонкокристаллическое, размер зерен от 0,05 до 0,1–0,5 мм. В железных рудах в большом количестве присутствуют кремнезем (42–46%) и фосфор (до 0,4%).

В железных рудах отмечается редкая мелкая вкрапленность сульфидных минералов — пирита, халькопирита, борнита, в марганцевых — также линнеит, миллерит. Нерудные прослои представлены халцедоном, опалом, тонкозернистым кварцем, реже встречаются флогопит, барит. В ряде случаев сульфидизированы и углеродистые породы надрудного слоя. Содержание железа в рудных телах варьирует от 29 до 35% [13], т.е. находится на обычном для месторождений подобного типа в России уровне (бортовое содержание 20%).

*Разведанность месторождения.* Южно-Хинганское марганцевое месторождение открыто в 1936 г. М.Н.Доброхотовым. В 1942–1945 гг. оно геологически изучено с поверхности, в 1951–1955 гг. два (из 20) рудных участка Поперечный и Серпуховский в южной части месторождения разведаны на марганцевые руды. В их пределах вскрыто единое рудное тело длиной 4,2 км. Разведка поверхности месторождения в пределах данного рудного тела выполнена канавами через 25–50 м и глубокими (20 м) шурфами (20 штук) с расчлениками. На глубину разведка проведена скважинами колонкового бурения до глубины 300 м на Поперечном участке и 170 м на Серпуховском (см. рис. 3). Отдельными скважинами рудное тело вскрыто на глубине 400 м [14].

Четыре участка — Кабаний, Северный, Безымянный, Охринский — оценены канавами через 80–160 м и отдельными скважинами до глубины 80–120 м, остальные 15 участков изучены с поверхности редкими канавами через 300–500 м и более [14].

*Подсчет ресурсов железных руд.* Согласно приведенным геологическим данным, на поверхности вскрыт верхнерудный срез месторождения. Об этом свидетельствуют тонкозернистые структуры руд, наличие в них халцедона, опала, киновари, а также геохимические аномалии серебра и бария, контролирующие положение месторождения. Это

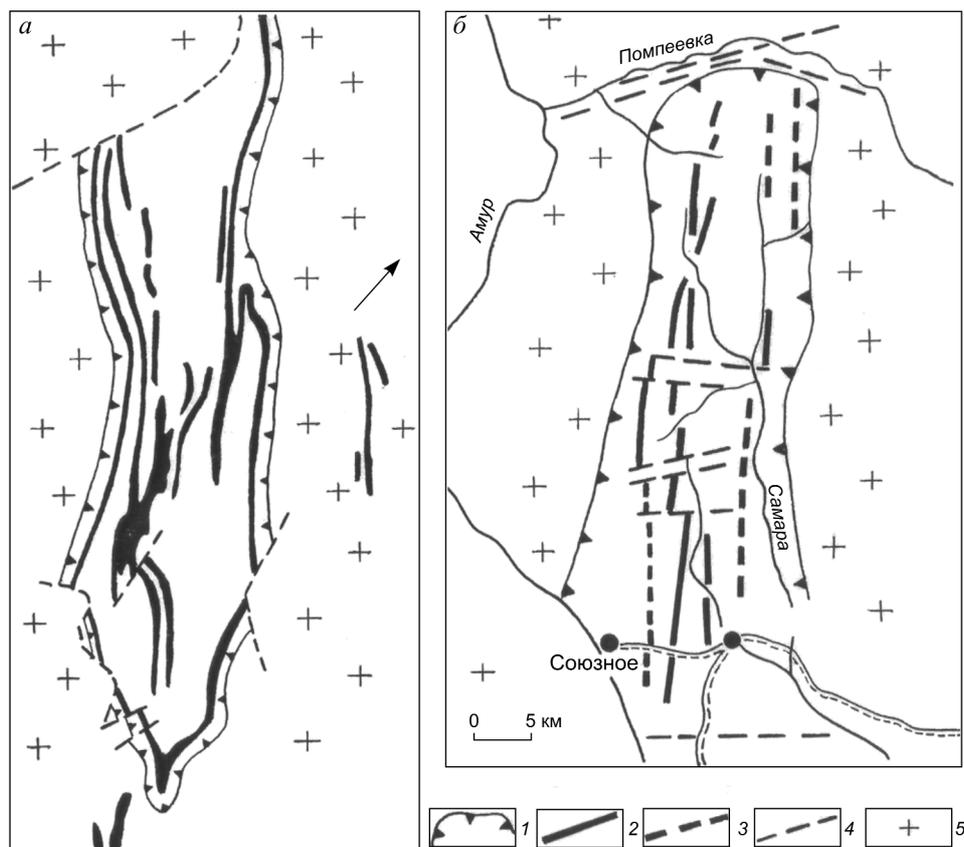


Рис. 4. Сравнительные схемы строения железорудных районов — Белгородского (а), по [3] и Южно-Хинганского (б):

1 — контуры архей-протерозойских впадин; 2 — установленные рудные тела; 3 — предполагаемые рудные тела по данным отдельных каналов и аэромагнитной съемки; 4 — разломы; 5 — архейский гранитизированный фундамент

обстоятельство, а также огромная протяженность рудных зон — более 50 км, четкий структурный контроль крупными разломами и мощными дайками диабазов позволяют прогнозировать развитие оруденения на глубину, по крайней мере, до 2 км. Это необходимо учитывать при общей перспективной оценке объекта.

Месторождения железистых кварцитов, к которым относится Южно-Хинганское, являются главным геолого-промышленным типом в мире для группы месторождений железа. Они характеризуются, как правило, огромной протяженностью (десятки—сотни километров), большой глубиной (обычно более 2–3 км) и запасами руд в десятки миллиардов тонн. Таковы Курский (Россия) и Криворожский (Украина) железорудные бассейны, каждый длиной более 100 км, с глубиной рудных тел более 2,5–3 км (рис. 4). При этом отработка рудных тел подземным способом достигла на Криворожском месторождении глубин порядка 1–1,5 км [3].

Южно-Хинганское месторождение разведано на глубину 50–120 м. По современным требованиям к изученности месторождений — это поисковая оценка объекта с поверхности с заверкой единичными неглубокими скважинами. Фактическая разведка выполнена только на Поперечном и Серпуховском участках общей длиной 4,2 км, что можно рассматривать как участок детализации или эталонный. Оруденение прослежено здесь до глубины 400 м. Приповерхностные (до глубины 50–100 м) оцененные запасы ряда тел месторождения (не всех) в сумме 292 млн. т отнесены (в 1957 г.) к забалансовым по категории С<sub>2</sub>. По одному участку (телу) были определены ресурсы до глубины 600 м, которые состоят сейчас на государственном балансе [5]. Это участок Верхне-Старичихинский с разведанными запасами 115 277 т железных руд и прогнозными ресурсами их по категории Р<sub>1</sub> 400 млн. т в интервале глубин 100–600 м [5], всего 515 млн. т. Это характеризует объект как крупный по ресур-

### 3. Содержания золота и серебра в рудах Южно-Хинганского месторождения

Местоположение проб	Число проб	Au, Ag, г/т	Среднее содержание, г/т
Северная часть, участок Помпеевский, <i>по [4]</i>	4	Au 0,60, 0,15, 0,45, 0,20 Ag 4,6, 4,7, 11,7, 10,1	0,35 7,8
Центральная часть, участок Поперечный, <i>по [10]</i>	3+1 валовая	Au 0,81, 0,5, 0,05, 0,1	0,36
Южная часть, участки Столбухинский, Охринский	22	Au от 0,05 до 2,38	0,36
Среднее по месторождению	30	Au 0,05–2,38	0,36

сному потенциалу, почти равному масштабу Сутарского месторождения железа.

По современным требованиям подсчет ресурсов выявленных полезных ископаемых необходим на всех стадиях геолого-съемочных, поисковых и геологоразведочных работ по категориям  $P_1$ ,  $P_2$ ,  $P_3$  в зависимости от степени изученности объектов и в рамках всего объема руд на объекте [8].

Исходные данные для современного подсчета ресурсов железных руд следующие:

суммарная длина рудных тел (с учетом скрытых тел, по данным магнитной съемки) 82 км;

средняя ширина рудных тел (по данным канав) 25 м;

глубина подсчета ресурсов категории  $P_1$  500 м (доказана отдельными скважинами на участке Поперечный);

глубина подсчета ресурсов категории  $P_2$  в интервале 500–1000 м (принята по аналогии с глубиной оруденения Кимканского и Сутарского месторождений, где она превышает 700 м);

глубина подсчета ресурсов категории  $P_3$  в интервале 1–1,5 км (принята по аналогии с месторождениями Кривого Рога такого же формационного типа);

объемная масса руд 3,0 т/м<sup>3</sup>.

Общее количество ресурсов железных руд оценивается в 9,2 млрд. т. Из них 3 млрд. т категории  $P_1$  принимаются как наиболее достоверные и отвечающие глубине 500–600 м для первоочередной

отработки месторождения. Именно в этом количестве железных руд определяются ресурсы сопутствующих металлов.

*Ресурсы сопутствующих металлов.* Помимо железа, в рудах Южно-Хинганского месторождения повсеместно присутствует золото, а в пласте марганцевых руд установлены также существенные концентрации марганца, платины, никеля и кобальта [7, 10, 14]. По данным атомно-абсорбционного анализа 22 штучных проб железных руд южной части месторождения содержания золота в них варьируют от долей грамма на 1 т руды до 1–2,38 г/т (анализы выполнены С.М.Радамским с соавторами в химической лаборатории Института геологии и природопользования ДВО РАН, 2007 г.). В девяти пробах из Столбухинского рудного тела содержания золота варьируют от 0,05 до 2,38 г/т, в шести пробах Охринского — от 0,08 до 0,37 г/т, в семи пробах Южно-Столбовского — от 0,05 до 1,5 г/т. Среднее содержание золота по всем 22 пробам 0,36 г/т.

Золото и платиноиды установлены также в северной (Помпеевской) части месторождения, в черносланцевых породах [4] (табл. 3). В центральной части месторождения А.Ф.Атрашенко (2001) выявлена протяженная геохимическая аномалия серебра, которая может быть возможным индикатором наличия здесь сопутствующего золото-платиноидного оруденения.

Платиноиды определялись (и установлены) в пробах Северного и Центрального участков месторождения [4, 10]. По четырем пробам Северного

### 4. Содержания золота и платиноидов в железистых кварцитах Михайловского месторождения Курского бассейна (Центральная Россия), г/т, *по [15]*

Металлы	Образцы						Среднее
	1	2	3	4	5	6	
Au	0,35	0,57	0,19	0,15	0,39	0,47	0,35
Pt	-	-	0,10	0,14	0,25	-	0,08
Pd	0,09	0,14	0,12	0,14	0,13	0,06	0,11
Au+Pt+Pd	0,44	0,71	0,41	0,43	0,77	0,53	0,54

участка их концентрации составляют, г/т: Pt 0,03, 0,05, 0,09, 0,10, среднее 0,07 г/т; Pd 0,08, 0,12, 0,10, 0,02, среднее 0,08 г/т.

Повышенные содержания в марганцевых рудах месторождения никеля и кобальта (до 0,3%), а также золота и платиноидов (до первых грамм на 1 т) подтверждены Т.В.Башлыковой (2000) при проведении технологических исследований крупной пробы массой 600 кг [7].

Аналогичные приведенным в табл. 3 концентрации золота и платиноидов установлены в железистых кварцитах Михайловского месторождения Курского железорудного бассейна (Центральная Россия) [15, 16] (табл. 4).

Данные о сопутствующем благороднометаллом орудуении в железистых кварцитах являются, естественно, предварительными. Пока они получены лишь на отдельных локальных участках рассматриваемого огромного месторождения и на основании анализов небольших проб. Но эти данные сопоставимы в первом приближении с таковыми о сопутствующем золото-платиноидном орудуении в других подобных месторождениях страны.

Ресурсы золота и платиноидов подсчитываются на весь объем руды железистых кварцитов по категории P<sub>1</sub>, т.е. в объеме 3 млрд. т, а марганца, никеля и кобальта — только в пласте марганцевых руд, объем руды которого принимается равным 300 млн. т, т.е. одной десятой части общего объема руды.

Содержания марганца, никеля и кобальта в рудах приняты согласно данным, полученным при разведке месторождения [14]. Подсчитанные ресурсы указанных сопутствующих металлов отвечают по масштабу средним и крупным месторождениям, а суммарная стоимость ресурсов железных руд и спутников-металлов по ценам на 2005 г. [11] составляет весьма крупную величину, порядка 180 млрд. дол.

**Современная металлургия Дальнего Востока.** Небольшая металлургическая база Дальнего Востока представлена Комсомольским металлургическим комплексом производительностью около 1 млн. т готового проката из черных металлов и заводом «Амурсталь», ориентированным на использование местных ресурсов металлолома, производительностью 700 тыс. т стали и 500 тыс. т проката в год [1]. В перспективном плане ОАО «Амурметалл» — выплавка 1200 тыс. т стали, 1070 тыс. т полуфабрикатов (сортовой заготовки и литых слябов), 915 тыс. т готовой продукции (арматура, угловой прокат, сварные трубы, проволока, сварочная сталь и др.).

Собственное металлургическое производство в перспективе могло бы покрыть давно сложившиеся

народнохозяйственные потребности Дальневосточного региона. Но запланированные объемы недостаточны для дальнейшего кардинального развития экономики Дальнего Востока, определяемого современной федеральной программой «Социально-экономическое развитие Дальнего Востока и Забайкалья на период 2007–2013 гг.». Уже в ближайшей перспективе резко возрастет потребность в трубах для газо- и нефтепроводов, рельсах, горной технике и другом металлургическом оборудовании. Реальная потребность в металлопродукции для Дальнего Востока определяется по разным расчетам от 10 до 14 млн. т проката металла в год [1, 12]. Для производства такого объема металлопродукции необходимо добывать и поставлять на завод 20–29 млн. т железной руды [12].

Главная сложность ОАО «Амурметалл» — это невозможность дальнейшего увеличения производственных мощностей, ориентация на переработку существенно металлолома, запасы которого неуклонно снижаются, и большая удаленность от природных месторождений железной руды и других материалов.

Себестоимость стали, выплавленной на заводе «Амурсталь», почти в 2,5 раза выше, чем на крупных металлургических предприятиях, работающих с замкнутым циклом производства, что резко уменьшает конкурентоспособность его продукции [1].

Таким образом, неизбежно следует вывод о необходимости строительства на Дальнем Востоке нового крупного металлургического завода с замкнутым циклом на основе современных технологий металлургического производства. Тщательный и неоднократный анализ данной ситуации показал, что наиболее выгодным вариантом является освоение месторождений железных и марганцевых руд, известняков и других видов вспомогательного сырья для черной металлургии прежде всего на Малом Хингане [1], т.е. строительство металлургического завода наиболее целесообразно в пределах железорудного бассейна Еврейской автономной области. Обоснованность указанного вывода может быть дополнена в настоящее время новыми данными о существенном увеличении ресурсов железной руды в области (на уровне второго места в России после Курского бассейна) и обнаружении комплексных железных руд с золотом, платиной и другими металлами, извлечение которых возможно только при металлургическом переделе железных руд.

**Стратегия промышленного освоения железорудного потенциала.** В настоящее время предусматривается лишь добыча сырой руды и ее реализация без полного металлургического передела. Однако неизбежно встанет вопрос и о строительстве

в области специального металлургического завода по переработке руды и получения из нее более ценной и дорогой продукции — стали, чугуна, проката. Только на заводе можно будет извлечь из руд содержащиеся в них ценные металлы — золото, платину и др., а они составляют более половины стоимости месторождения.

Строительство металлургического завода выгодно не только в экономическом, но и в плане социально-политического развития области, поскольку резко увеличится число рабочих мест (десятки тысяч) как непосредственно в горнорудной отрасли, так и во многих связанных с ней других отраслях народного хозяйства, будут построены новые город и ряд поселков. Тем самым будет эффективно решаться главная государственная задача страны, определенная Программой комплексного развития Забайкалья и Дальнего Востока на период до 2013 г., по развитию производительных сил Дальнего Востока, расширению производства и закреплению населения в местах проживания.

Наиболее важным для организации значительной добычи железа и других ценных металлов может стать Южно-Хинганское железорудное месторождение в Октябрьском районе области. Для подготовки его к освоению следует прежде всего провести геологоразведочные работы в рамках объекта до глубины первоочередной отработки (500 м) и на весь комплекс ценных металлов в рудах.

Строительство металлургического завода потребует огромных затрат со стороны частных корпораций и государства — на уровне 6–12,7 млрд. дол. на первом этапе [1], но и ожидаемая последующая прибыль будет грандиозна (более 50 млрд. дол.). Однако дело даже не в прибыли, а в возможности длительное время извлекать из недр огромное количество ценных для промышленности металлов. Создание металлургического завода позволит обеспечить резкий подъем всей экономики Дальнего Востока и, соответственно, значительно увеличить численность населения в регионе [1].

Итак, развитие металлургии Дальнего Востока в XXI в. определяется возможностью эффективного освоения промышленного железорудного потенциала с сопутствующей благороднометалльной минерализацией Еврейской автономной области. Для этого необходимо планомерное и совместное проведение работ по следующим основным направлениям:

обеспечение выхода Кимкано-Сутарского ГОКа на оптимальный проектный режим работы — вначале на производительность 6–10, затем 15–20 млн. т руды в год;

поисково-оценочные и разведочные работы на флангах месторождений и в пределах новых руд-

ных зон для перевода ресурсов железа и сопутствующих ценных металлов в разведанные запасы; планомерные научные исследования по изучению вещественного состава природных железорудных объектов и разработка эффективной технологии обогащения комплексных руд;

решение вопроса о строительстве и строительстве крупного металлургического завода.

*Автор благодарен Т.В.Володьковой, М.В.Горошко за полезные советы при работе над проектом и Н.В.Моисеенко за содействие в проведении анализов геологических проб.*

*Работа выполнена при финансовой поддержке проекта-гранта № 06-05-96044 по заказу правительства Еврейской автономной области и ХНЦ ДВО РАН.*

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Архипов Г.И.* Дальневосточная черная металлургия.— Хабаровск: ИГД ДВО РАН, 2005.
2. *Васькин А.Ф., Шаруева Л.И.* Геологическая карта Еврейской автономной области. М-б 1:500 000, 2003.
3. *Вольфсон Ф.И., Дружинин А.В.* Главнейшие типы рудных месторождений. — М.: Недра, 1982.
4. *Гурская Л.И.* Благороднометалльное оруденение черносланцевого типа и критерии его прогнозирования. — СПб.: ВСЕГЕИ, 2000.
5. *Железорудная база России / Главный редактор В.П.Орлов.* — М.: ЗАО Геоинформмарк, 1998.
6. *Жирнов А.М.* Малый Хинган — золото-многометалльный регион Дальнего Востока. — М.: Геоинформмарк, 1998.
7. *Жирнов А.М., Кузин А.А.* Суперкрупное месторождение комплексных руд (Fe, Mn, Ni, Co, Au, Pt) в протерозойском рифто-грабене Малого Хингана // Тектоника, глубинное строение и минералогия Востока Азии. V Косыгинские чтения, г. Хабаровск, 24–27 января 2006 г. Хабаровск, 2006. С. 151–153.
8. *Классификация запасов месторождений и прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых // Сборник нормативно-методических документов по геолого-экономической оценке месторождений полезных ископаемых.* М., 1998.
9. *Крятов Б.М.* Железорудная отрасль России. Проблемы сырьевой базы // Минеральные ресурсы России. 2006. № 1. С. 8–13.
10. *Моисеенко Н.В., Щипачев С.В., Саннелевич Н.С., Макеева Т.Б.* Первые находки благородных металлов на Хинганском месторождении марганцевых руд (участок Поперечный) // Геология, минералогия и геохимия благородных металлов Востока России, новые технологии переработки благороднометалльного сырья. Благовещенск, 2005. С. 72–74.
11. *Неженский И.А.* Стоимостная градация месторождений полезных ископаемых // Минеральные ресурсы России. 2005. № 1. С. 67–70.

12. *Онихимовский В.В., Беломестных Ю.С.* Полезные ископаемые Хабаровского края. – Хабаровск, 1996.
13. *Старостин В.И., Пельмский Г.А., Сакин Д.Р.* Золотосодержание железистых кварцитов Восточно-Европейской платформы // Вест. МГУ. Сер. 4. Геология. 2007. № 2. С. 3–14.
14. *Чеботарев М.В.* Геологическое строение Южно-Хинганского марганцевого месторождения и вещественный состав его руд // Советская геология. 1958. № 8. С. 114–136.
15. *Чернышов Н.М., Изюитко В.М., Молотков С.П.* Особенности распределения и формы нахождения платиновых металлов и золота в железистых кварцитах КМА и их техногенных продуктах (Центральная Россия) // Платина России. Новые нетрадиционные типы платиносодержащих месторождений. М., 2005. Т. VI. С. 87–92.
16. *Чернышов Н.М.* Геохимия и минералогия благородных металлов в железорудных месторождениях КМА (Центральная Россия) // Мат-лы Всерос. конф., 16–18 апреля 2007 г. Улан-Уде, 2007. С. 93–96.

# МЕТОДЫ И МЕТОДИКИ ПРОГНОЗА, ПОИСКОВ, ОЦЕНКИ И РАЗВЕДКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ



УДК 553.81.068.5:551.8

© В.Н.Устинов, 2008

## МЕТОДЫ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ПРИ ПРОГНОЗИРОВАНИИ И ПОИСКАХ ПОГРЕБЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛМАЗОВ

**В.Н.Устинов (АК «Алроса»)**

*На основе изучения позднепалеозойских терригенных коллекторов и синхронного рельефа промышленных алмазоносных районов России (Мало-Ботуобинского, Далдыно-Алакитского и Зимнебережного), включающих поля среднепалеозойских кимберлитов, с учетом опыта многолетних исследований ведущих специалистов АК «АЛРОСА», ВСЕГЕИ, ЦНИГРИ, ВостСибНИИГГИМС и других организаций, собственных материалов автора разработана комплексная методика палеогеографических реконструкций и анализа площадей с погребенными коренными источниками.*

Палеогеографические методы исследований широко применяются при прогнозировании и поисках месторождений алмазов в регионах с различным геологическим строением и предусматривают восстановление древних палеофациальных, палеогеоморфологических, палеоклиматических, палеогеологических и других обстановок, существовавших в эпохи размыва кимберлитовых тел и формирования коррелятных терригенных коллекторов. Чаще всего они используются на закрытых территориях, где коренные источники и древние коллекторы алмазов погребены под толщами более молодых образований, а возможности других методов ограничены. Поиски погребенных месторождений обычно ведутся по ореолам рассеяния индикаторных минералов (пироп, пикроильменит, хромдиопсид, оливин, алмаз) кимберлитов и конвергентных пород, которые занимают закономерное положение в разрезах перекрывающих отложений и заключены в породах определенных фациальных, динамических типов и приурочены к определенным формам палеорельефа. Выявление древних палеогеографических обстановок формирования терригенных коллекторов на закрытых территориях существенно затруднено в связи с деятельностью разнообразных агентов (денудация, тектонические движения, диагенез и т.д.), изменяющих и частично уничтожающих в процессе эволюции первоначальное строение осадочных толщ и облик синхронного рельефа. Поэтому правильный

выбор методики палеореконструкций имеет первостепенное значение для получения объективных выводов, которые в итоге могут быть положены в основу прогнозной оценки россыпной и коренной алмазоносности площадей и найдут применение в комплексе поисковых работ.

Палеогеографическими исследованиями и разработкой методических подходов, используемых в комплексе прогнозно-поисковых работ на алмазы на территориях Сибирской и Восточно-Европейской платформ, занимались многие исследователи: И.И.Антипин, Е.И.Борис, В.В.Вержак, Ю.К.Голубев, В.В.Жуков, Н.Н.Зинчук, Н.П.Ильюхина, И.Г.Коробков, В.А.Ларченко, М.В.Михайлов, М.И.Плотникова, В.Т.Подвысоцкий, А.В.Поляков, О.Г.Салтыков, В.В.Третьяченко, В.Н.Устинов, В.И.Шаталов, Ю.М.Эринчек, Ю.Т.Яныгин и др. Однако до сих пор не существует единой методики палеогеографического анализа площадей, что напрямую влияет на эффективность геологоразведочных работ на закрытых территориях. Автором предлагается комплексная методика палеогеографических реконструкций с выявлением погребенных коренных источников алмазов (рис. 1).

**Изучение стратиграфии и цикличности терригенных коллекторов алмазов** — первый этап изучения разрезов осадочных толщ, который предусматривает детальное расчленение разрезов, привязанных к региональным стратиграфическим

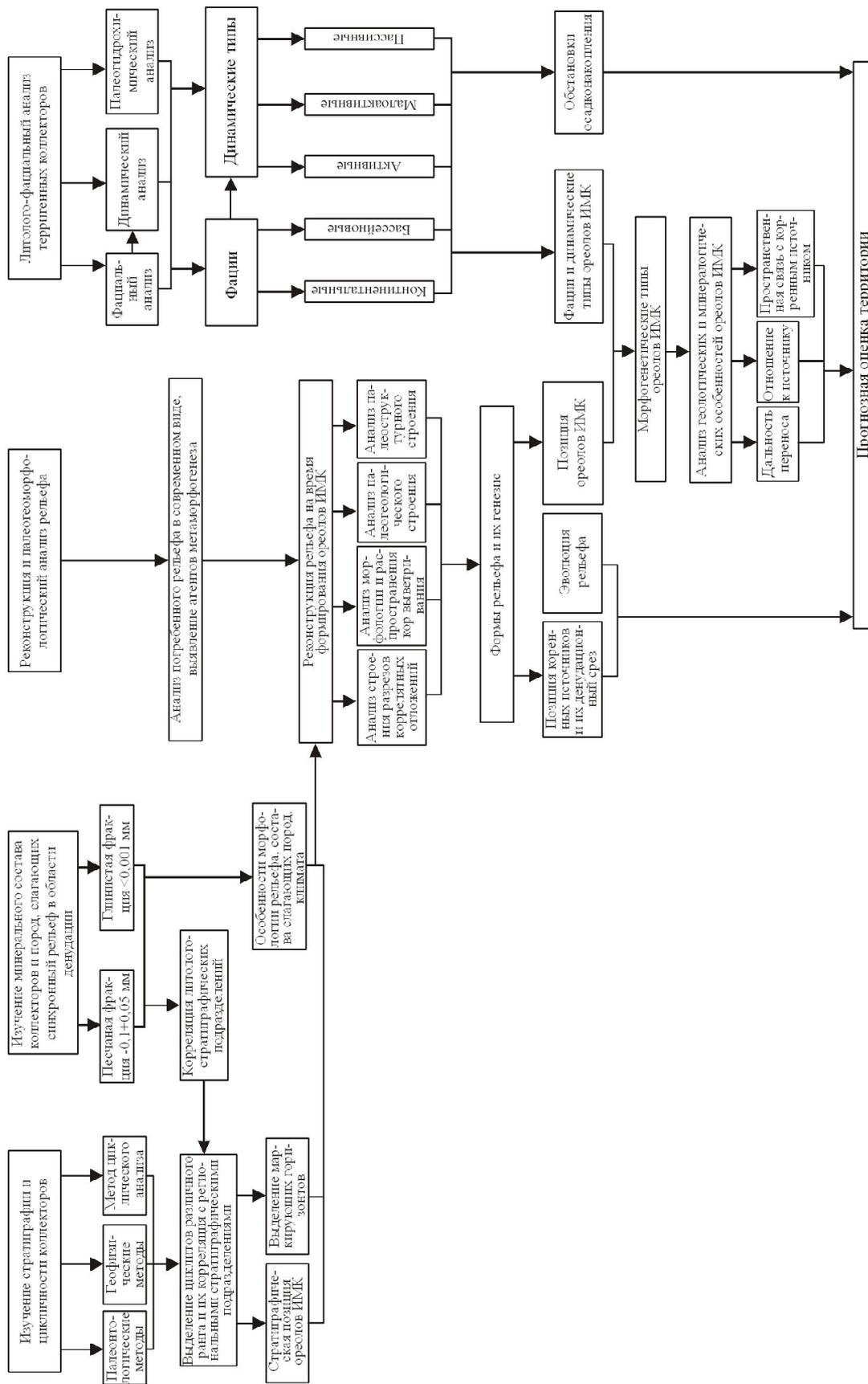


Рис. 1. Схема палеогеографического анализа площадей при прогнозировании и поисках погребенных месторождений алмазов

шкалам с использованием палеонтологических методов, корреляцию разновозрастных уровней на площади, выделение маркирующих слоев для палеогеоморфологических реконструкций и продуктивных горизонтов, вмещающих россыпи и ореолы рассеяния индикаторных минералов кимберлитов и конвергентных пород (ИМК).

При расчленении и корреляции разрезов следует исходить из общегеологических представлений о закономерностях процесса осадконакопления и пульсационном характере смены обстановок седиментации. Цикличное строение терригенных коллекторов является следствием тектонических или эвстатических процессов, обуславливающих изменения положения базисов эрозии и денудации. Как правило, такие изменения приводят к чередованию регрессивных и трансгрессивных эпох осадконакопления, которые находят свое отражение и в определенном строении разрезов, характеризующихся широким набором признаков: направленным изменением литологического и минералогического составов, вариациями глинистости, распределением фаунистических, флористических остатков и т.д. Все это коррелируется с определенными физико-химическими свойствами пород: химическим составом, намагниченностью, гамма-активностью и др.

В качестве самой мелкой прослеживаемой по площади литолого-стратиграфической единицы выделяется циклит I порядка (пакет), представляющий совокупность постепенно грубеющих вниз по разрезу слоев, как правило, незначительной (10–20 м) мощности. Циклит I порядка в отличие от литологически однородного слоя характеризуется направленной изменчивостью слагающих его осадков, нередко имеет двучленное строение. Чаще всего его нижняя часть сложена песками и песчаниками с гравийниками или галечниками в подошве, верхняя — алевритами, тонкозернистыми алевритистыми песками с тонкими пропластками углистого материала. Циклиты I порядка входят в состав циклитов II порядка, которые, в свою очередь, объединяются в литолого-стратиграфические подразделения более высокого ранга, слагая циклиты III и IV порядков. В верхних частях разнопорядковых циклитов прослеживаются хорошо коррелируемые на площади маркирующие горизонты, фиксирующие определенные этапы развития территорий. Часто они содержат комплексы фаунистических остатков, позволяющие реконструировать батиметрические обстановки седиментации и палеогеографию регионов.

Расчленение разрезов на циклиты различных порядков дает возможность привязать к литолого-стратиграфической шкале так называемые продуктивные горизонты, вмещающие скопления ИМК.

На время формирования выделенных уровней составляются палеогеоморфологические и палеогеографические карты, отражающие особенности областей размыва, транзита обломочного материала и его аккумуляции (рис. 2).

**Анализ минерального состава терригенных коллекторов алмазов** является дополнительным инструментом корреляции толщ, позволяет делать заключения о характере существовавшего рельефа и особенностях вещественного состава размываемых пород, а в ряде случаев может использоваться в качестве поискового инструмента. Анализируются песчаная (0,1–0,05 мм) и глинистая (<0,001 мм) фракции, которые выделяются в процессе многофракционного гранулометрического анализа. Наряду со средними содержаниями минералов легкой и тяжелой фракций для зерен песчаной размерности в каждой из пачек, рассчитываются значения коэффициентов устойчивости и мономинеральности. Коэффициент устойчивости ( $K_y$ ), предложенный А.П.Сиговым для терригенной составляющей тяжелой фракции, вычисляется как частное от деления суммы (%) устойчивых к сумме неустойчивых минералов. Его аналогом для легкой фракции служит коэффициент мономинеральности ( $K_m$ ), рассчитываемый по той же формуле и впервые использованный В.П.Казариновым [10]. Считается, что  $K_y$  и  $K_m$  отражают долю участия коры химического выветривания в образовании терригенных пород. При размыве выветрелых пород  $K_y$  снижается до 1 и менее. В отложениях, сформированных за счет зрелой коры химического выветривания, увеличиваются содержание устойчивых минералов,  $K_y$  до 10–30 и  $K_m$ . Породы с высокими коэффициентами устойчивости и мономинеральности отражают существование низменного рельефа и широкое развитие процессов глубокого химического выветривания.

Минеральный состав глинистой фракции в терригенных коллекторах зависит от климатических условий, в которых формировались коры выветривания в области денудации с коренными источниками алмазов. В целом морфологические (линейные и площадные) и минеральные (латеритные, каолиновые, каолинит-гидрослюдистые, монтмориллонитовые, гидрослюдистые и т.д.) типы кор выветривания рассматриваются как звенья одного типоморфного ряда, обусловленного процессом, связанным с балансом тепла и влаги. В различных климатических областях как в современную эпоху, так и в древности формировались коры выветривания определенного состава и мощности. Как показали исследования Н.М.Страхова, В.Н.Разумовой и др. [10], глинистые минералы в процессе переотложения и аккумуляции

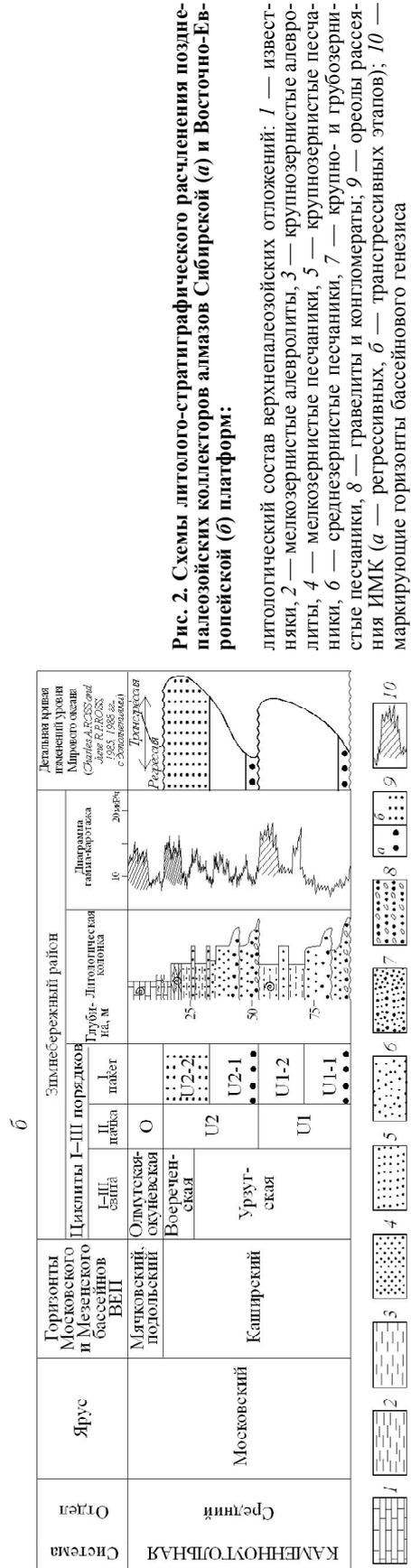
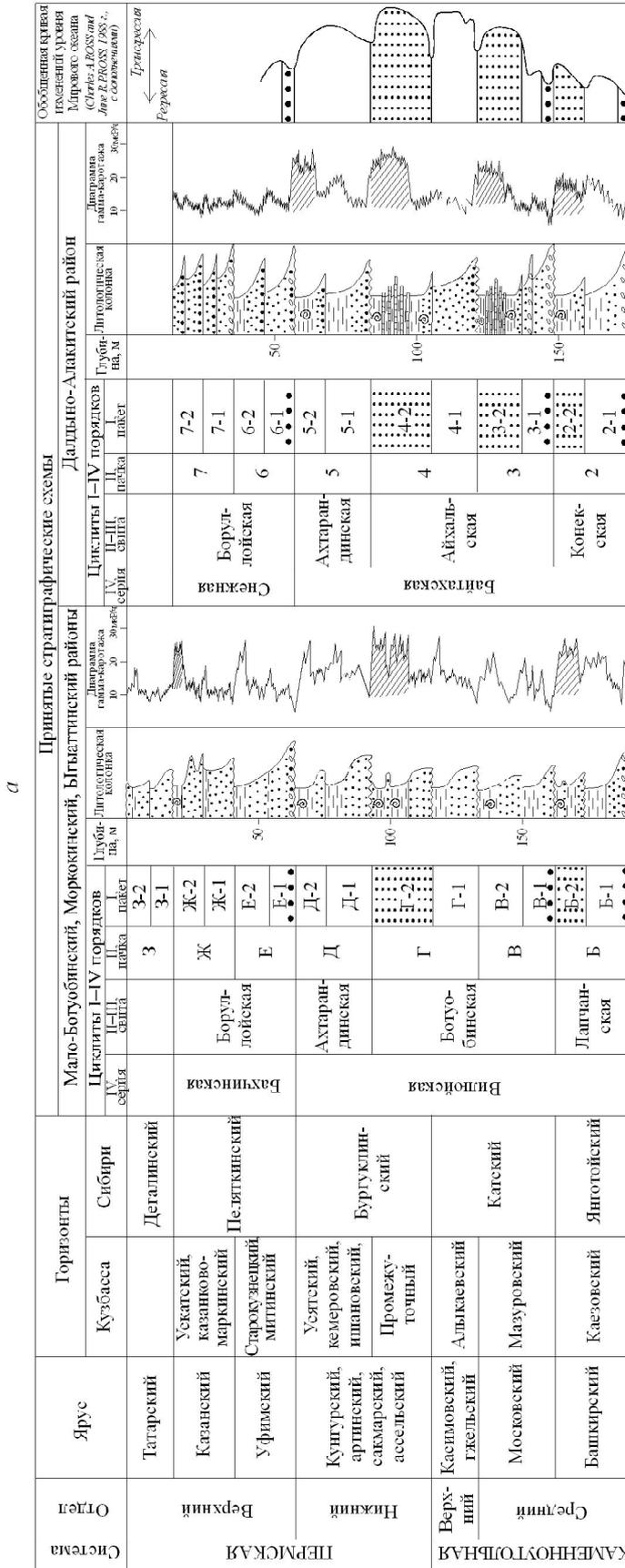


Рис. 2. Схемы литолого-стратиграфического расчленения позднепалеозойских коллекторов алмазов Сибирской (а) и Восточно-Европейской (б) платформ:

литологический состав верхнепалеозойских отложений: 1 — известняки, 2 — мелкозернистые алевролиты, 3 — крупнозернистые алевролиты, 4 — мелкозернистые песчаники, 5 — крупнозернистые песчаники, 6 — среднезернистые песчаники, 7 — крупно- и грубозернистые песчаники, 8 — гравелиты и конгломераты; 9 — оролы рассеяния ИМК (а — регрессивных, б — трансгрессивных этапов); 10 — маркирующие горизонты бассейнового генезиса

муляции изменяются весьма слабо. Реконструкции основных климатообразующих факторов древних эпох и климатические данные современности позволили установить оптимальные параметры, в пределах которых формируются коры выветривания. Латеритный процесс протекает в условиях равномерного влажного, жаркого климата с годовой суммой атмосферных осадков 1500–3000 мм, со среднегодовыми температурами 22–28°; суммарная солнечная радиация — 120–180 ккал/см<sup>2</sup> в год. Каолинитовые коры выветривания формируются в значительно более широком диапазоне указанных параметров. Их образование прекращается при годовой сумме атмосферных осадков <700 мм, среднегодовой температуре <15°, суммарной солнечной радиации <100 ккал/см<sup>2</sup> в год. Монмориллонит и гидрослюда образуются во влажной зоне умеренного климата, каолинит и галлуазит — в тропической. В условиях холодного климата образуются гидрослюда и хлорит. Аридный климат также благоприятен для формирования гидрослюд, монтмориллонита, палыгорскита и сепиолита, но соотношение их различно в зависимости от ландшафтных обстановок. В морских условиях ведущая роль принадлежит геохимическим особенностям бассейнов, влияние климата становится второстепенным.

Минеральный состав глин можно использовать не только как палеогеографический фактор, но и как прямой поисковый признак. Это касается, прежде всего, присутствия в терригенных коллекторах ближнего переноса сапонита (продукта разложения оливина), характерного для терригенных коллекторов Зимнебережного района в непосредственной близости от размываемых кимберлитовых тел [4].

**Палеогеоморфологические исследования древнего рельефа** — одно из важнейших направлений изучения палеообстановок при прогнозировании и поисках погребенных месторождений алмазов. Реконструкция погребенного или уничтоженного в геологическом прошлом рельефа в том виде, который он имел перед захоронением, дает возможность воссоздать историю его развития, проследить эволюцию путей переноса алмазоносного материала и в ряде случаев наметить местоположение искоемых коренных источников или россыпей. В качестве первоочередной задачи по восстановлению рельефа для различных возрастных срезов следует выделить проведение реконструкций наиболее древнего, а следовательно, и наиболее преобразованного рельефа поверхности кимберлитовмещающего цоколя (КВЦ).

Рельеф, погребенный под толщей перекрывающих осадков и частично уничтоженный в геологическом прошлом, обычно претерпевает со времени

перехода в реликтовое состояние ряд существенных изменений. Процессы, изменяющие формы погребенного рельефа после его захоронения, названы Ю.Ф.Чемяковым и В.И.Галицким [15] метаморфогенезом. Выделяют четыре генетические категории метаморфогенеза:

трансформация погребенного рельефа за счет изменения формы геологических тел без существенного изменения их объема, обусловленная тектоническими движениями, имевшими место после образования рельефа;

преобразование рельефа за счет увеличения или уменьшения объема горных пород и в конечном счете объема геологических тел в процессе диагенеза и под влиянием нагрузок;

деформация рельефа вследствие явлений магматизма и диапиризма;

изменения рельефа в связи с обрушением внутренних пустот (карстовых, техногенных и проч.).

В пределах рассматриваемых алмазоносных районов наиболее существенные деформации погребенного рельефа поверхности кимберлитовмещающего цоколя произошли за счет мезокайнозойских тектонических движений, а на территории Сибирской платформы еще и под воздействием раннетриасовых интрузий долеритов. Кроме процессов метаморфогенеза, значительное влияние на древний рельеф оказали местами уничтожившие его позднейшая эрозия и комплексная денудация.

Одним из способов восстановления древнего рельефа является метод реперных (опорных) поверхностей [7], использованный при воссоздании позднепалеозойского рельефа Донецкого, Печорского и других угленосных бассейнов. Нами он уже был ранее успешно применен при реконструкциях палеорельефа Мало-Ботубинского, Далдыно-Алакитского и Зимнебережного алмазоносных районов [12]. Реперной поверхностью может быть кровля (или подошва) пласта, удовлетворяющего следующим требованиям: широкое площадное развитие; однородность литологического состава и органических остатков, указывающих на единство батиметрических условий седиментации на всей площади; расположение опорного горизонта как можно ближе к реконструируемой поверхности; небольшой интервал времени между образованием реконструируемой поверхности и опорного горизонта; отсутствие следов денудации на опорной поверхности.

В основе метода лежит положение о том, что осадки, слагающие опорный горизонт, формировались в пределах субгоризонтальной поверхности. Кровля (подошва) такого пласта обычно принимается за горизонтальную нулевую поверхность. Расстояния по вертикали от кровли реперного горизон-

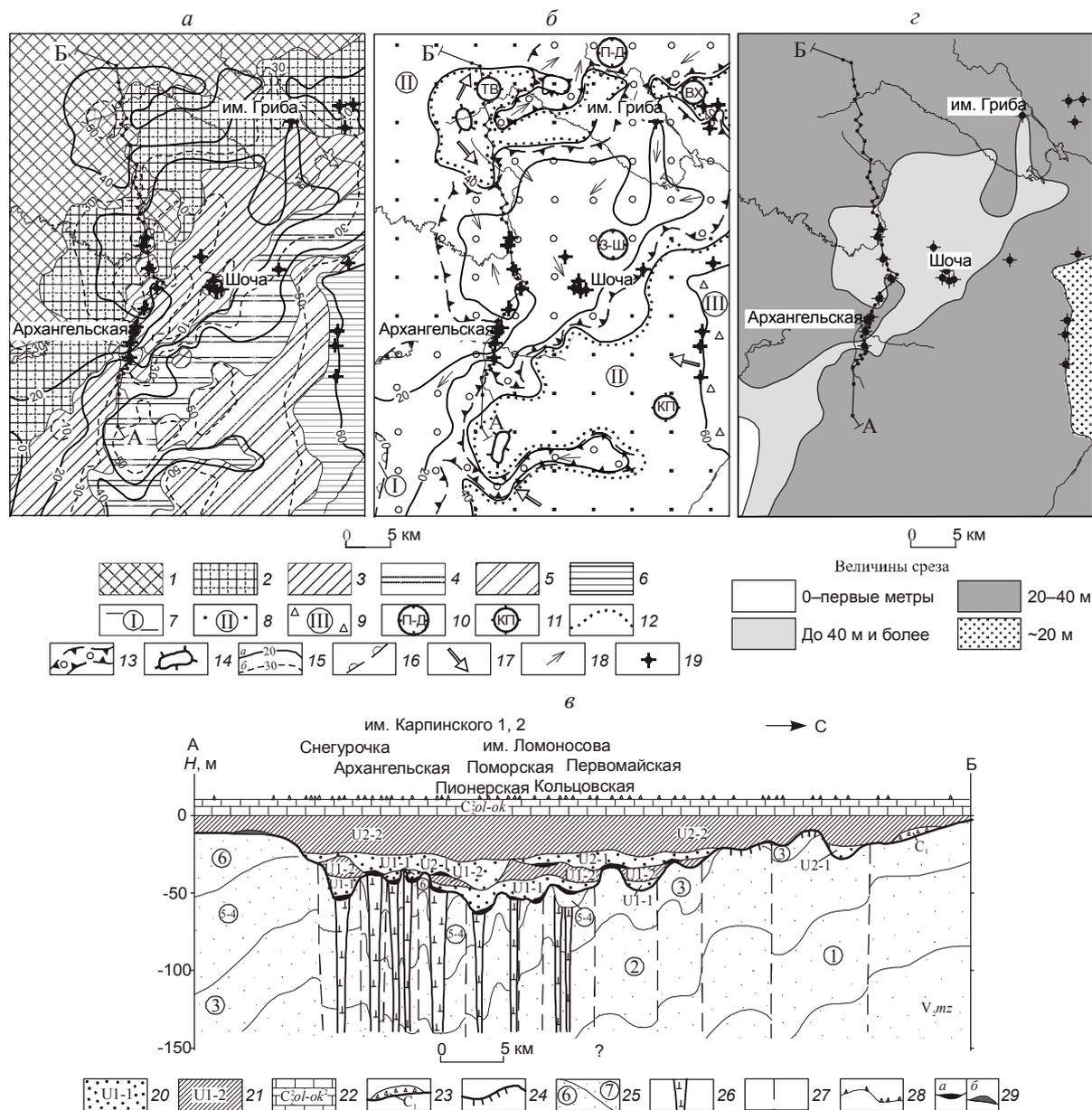


Рис. 3. Палеогеологическая (а), палеогеоморфологическая (б) карты Зимнебережного района, палеогеологический разрез (в) на начало позднего палеозоя через кимберлитовые трубки месторождения алмазов им. М.В.Ломоносова и схема величин денудационного среза кимберлитовмещающего цоколя в позднем палеозое (з):

пласты вендской кимберлитовмещающей толщи: 1 — второй, 2 — третий, 3 — четвертый–пятый, 4 — шестой, 5 — седьмой, 6 — восьмой; формы позднепалеозойского рельефа: *мегаформы* (7 — субгоризонтальная низменная равнина, аккумулятивный рельеф на нижнем ярусе, 8 — слабовозвышенная пологонаклонная равнина, преимущественно денудационный рельеф на среднем ярусе, 9 — пологохолмистая слабовозвышенная равнина, денудационный рельеф на верхнем ярусе); *макроформы* (10 — впадины — 3-Ш — Золотицко-Шочинская, П-Д — Падунская, 11 — возвышенности — ТВ — Товская, ВХ — Верхотинская, КП — Кепинская, 12 — границы макроформ); *мезоформы* (13 — речные долины, 14 — денудационные останцы); 15 — изогипсы реконструированного рельефа (а — основные, сечение 20 м, б — дополнительные, сечение 10 м); 16 — береговая линия минимального уровня стояния позднепалеозойского бассейна; направления сноса обломочного материала: 17 — основные, 18 — местные; 19 — среднепалеозойские кимберлитовые тела; верхнепалеозойские отложения объединенных урзугской и воереченской свит каширского горизонта (циклит III порядка): 20 — континентальные (циклиты I порядка U1-1, U2-1), 21 — преимущественно бассейновые (циклиты I порядка U1-2, U2-2), 22 — морские отложения олмугской-окуневской свит подольского и мячковского горизонтов (маркирующий горизонт); 23 — нижнекаменноугольные отложения; 24 — верхнедевонские-нижнекаменноугольные коры выветривания; 25 — породы позднепротерозойского (вендского) кимберлитовмещающего цоколя и номера пластов; 26 — среднепалеозойские кимберлитовые тела; 27 — допозднепалеозойские разрывные нарушения; 28 — скважины колонкового бурения, использованные для составления разрезов; 29 — ореолы рассеяния ИМК (а — континентальные, б — бассейновые)

та до восстанавливаемой поверхности будут одновременно являться гипсометрическими отметками этой поверхности и соответствовать мощности коррелятных рельефу образований. Полученные значения изопахит для удобства использования могут быть переоцифрованы и трансформированы в абсолютные высоты. Для этого необходимо установить по данным литолого-фациального анализа береговую линию минимального уровня стояния бассейна или положение базиса эрозии, которые были той нулевой горизонталью, относительно которой целесообразно проводить переоцифровку всех изолиний. Восстановленный рельеф КВЦ на начало этапа, отвечающего времени формирования наиболее древнего базального горизонта, содержащего продукты разрушения кимберлитов, можно использовать в качестве своеобразной матрицы для воссоздания рельефа других временных срезов. На участках локальных размывов производится интерполяция по ближайшим значениям.

При проведении палеогеоморфологического анализа, предусматривающего выявление морфологии, генезиса и эволюции реконструированного рельефа, необходимо учитывать палеогеологические особенности строения КВЦ (рис. 3 а, б, в). Выполнение задач по восстановлению палеогеологического строения цоколя может быть решено на основе литолого-стратиграфического расчленения кимберлитовмещающей толщи на дробные интервалы, их последующей корреляции и прослеживания на площади [2, 8].

Анализ орографии реконструированного рельефа и особенности палеогеологического строения кимберлитовмещающего цоколя с привлечением данных по строению перекрывающих терригенных коллекторов позволяют интерпретировать генезис палеорельефа, в составе которого можно выделить мега-, макро- и мезоформы. Мегаформы отражают наиболее крупные черты рельефа поверхности кимберлитовмещающего цоколя. Они представлены субгоризонтальными или пологонаклонными реликтами поверхностей выравнивания, залегающими на различных высотных отметках. Эти формы в погребенном состоянии нередко образуют ступени шириной 30–70 км и более; протяженность их по простиранию составляет сотни километров. Как правило, мегаформы не обнаруживают тесной связи с геологическим строением цоколя и представляют собой ярусы денудационных поверхностей выравнивания, выведенных тектоническими процессами на различные уровни. На основе изучения ореолов рассеяния ИМК на ступенях (ярусах) мегарельефа можно наметить новые алмазоносные районы и поля. Макроформы — палеоструктуры, на-

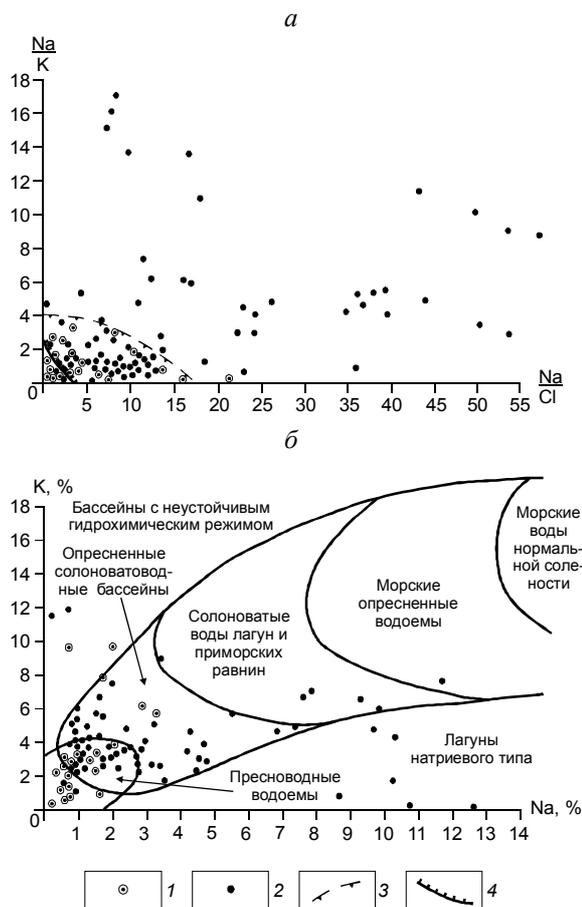
ложенные на мегаформы. К ним относятся крупные размером (30–40)×(50–60) км положительные и отрицательные формы, выраженные соответственно палеовозвышенностями и палеовпадинами, которые могут быть обусловлены тектоническими, денудационными или денудационно-тектоническими процессами. Ореолы ИМК, приуроченные к впадинам и возвышенностям макрорельефа, связаны с размывом кимберлитовых полей, кустов тел или более древних промежуточных коллекторов. Мезоформы рельефа представлены двумя морфологическими разновидностями — линейными ложбинами и локальными палеовозвышенностями. Среди линейных ложбин выделяются древние речные долины и тектонические депрессии. Положительные мезоформы рельефа (локальные палеовозвышенности) проявлены в виде денудационных останцов. Ореолы в пределах мезоформ рельефа (речных долин, останцов и т.д.) могут использоваться при прогнозировании отдельных (или ряда сближенных) кимберлитовых тел или размываемых алмазоносных промежуточных коллекторов [12].

Определение величины денудационного среза пород КВЦ и заключенных в них кимберлитовых тел за определенный промежуток времени, отвечающий длительности формирования перекрывающих терригенных коллекторов, относится к числу важнейших задач. Ее решение позволяет не только оценить вероятность образования россыпей алмазов, но и в совокупности с данными палеогеоморфологических и литолого-фациальных исследований установить дальность транспортировки ИМК от коренных источников. Для оценки величин денудационного среза пород КВЦ и кимберлитовых тел целесообразно применять метод базисных поверхностей, предложенный В.П.Философовым [14] при изучении кайнозойского рельефа. Нами он впервые использован в алмазоносных районах Сибирской и Восточно-Европейской платформ при оценке денудационного среза погребенных среднепалеозойских поверхностей выравнивания в позднем палеозое (см. рис. 3, з). Водораздельные (базисные) поверхности или уровни верхнего базиса денудации менее срезаны, чем эродирующие их речные долины. Водоразделы ограничиваются линиями (изогипсобазитами), соединяющими точки с одинаковыми значениями, и отражают положение определенных базисов денудации. Величина среза определяется как разность реконструированных высотных отметок палеорельефа и значений изогипсобазит. Однако в каждом регионе принцип базисных поверхностей для определения величин денудационного среза следует использовать с учетом истории их геологического развития. Например, в пределах

Мало-Ботубинского, Далдыно-Алакитского и Зимнебережного алмазоносных районов среднепалеозойские поверхности выравнивания, сложенные площадными корами химического выветривания, в начале позднего палеозоя были выведены дифференцированными тектоническими движениями на различные абсолютные высоты, образующие ступени со сходными высотными отметками. Сохранившиеся от размыва площадные среднепалеозойские коры выветривания имели значительно большую (~20 м) мощность [12] к началу позднепалеозойской тектонической перестройки [5]. Поэтому к величинам денудационного среза пород КВЦ и кимберлитовых тел, полученным методом базисных поверхностей, следует прибавлять величину размыва мощности кор выветривания. Использование подобных морфометрических методов определения величины денудационного среза может содержать погрешность, варьирующую от 3–5 до 50–70% [9]. Тем не менее, при незначительных величинах среза, составляющих первые десятки метров, уровень точности вполне приемлем.

**Метод литолого-фациального анализа терригенных коллекторов** включает восстановление фациальных, динамических и палеогеохимических обстановок седиментации. Под фациями автор понимает обстановки осадконакопления (современные или древние), ошествленые в осадке или горной породе [1]. При фациальном расчленении терригенных коллекторов алмазов, изучаемых по керну скважин и по обнажениям, исследуются следующие главные признаки: структура и гранулометрический состав отложений; текстурные особенности пород (типы и характер слоистости и слоеватости); особенности внутреннего строения разрезов; степень их насыщенности растительным детритом; частота встречаемости, экологический состав и сохранность фаунистических остатков; взаимоотношение отложений с другими фациями в разрезах и на площади; положение в палеорельефе; сходство с аналогичными современными осадками, фациальная принадлежность которых четко установлена [13].

Фации объединяются нами в три динамических типа отложений. Динамический тип — это совокупность отложений, сформированных в различных фациальных обстановках под воздействием гидродинамических сил различной интенсивности (активных, малоактивных, пассивных). Динамика среды осадконакопления во многих случаях определяет гранулометрический спектр осадков, состав песчаных фракций и их квантильные характеристики. Динамические условия седиментации обуславливают относительную скорость и способ перемещения обломочного материала, длительность его



**Рис. 4.** Генетические диаграммы состава катионов легкорастворимых солей (а) и состава поглощенного комплекса (б) из верхнепалеозойских отложений:

1 — пробы из континентальных отложений; 2 — пробы из бассейновых отложений; области (поля), характеризующие: 3 — континентальные, 4 — бассейновые условия осадконакопления; на рис. 4, б показаны генетические области верхнепалеозойских отложений севера Средней Сибири (по И.С.Грамбергу, 1973) с дополнениями для алмазоносных отложений восточного борта Тунгусской синеклизы

транспортировки. Скорость и способ перемещения обломочного материала находят отражение в гранулометрическом составе отложений и его отдельных статистических характеристиках: эмпирические полигоны распределения песчаных фракций [6], медиана, асимметрия и эксцесс. Относительную длительность переработки материала можно охарактеризовать степенью отсортированности осадков. По приуроченности ореола рассеяния ИМК к определенному динамическому типу можно судить об относительной дальности транспортировки кимберлитовых минералов от размываемых источников. Следует иметь в виду, что представления об условиях формирования ореолов основываются

главным образом на примерах континентальных флювиальных условий седиментации, для которых значительно проще установить пространственную связь с источниками. Она обусловлена линейным поступательным перемещением обломочного материала, что при незначительных (близких и умеренных) расстояниях транспортировки ИМК позволяет намечать местоположение размываемых источников. Бассейновые (пляжевые) обстановки принципиально отличаются от континентальных возвратно-поступательным характером перемещения материала. Поэтому даже на относительно небольшом удалении ореолов рассеяния ИМК от размываемых источников происходит быстрая потеря их прямой пространственной связи.

В качестве одного из методов определения фациальной принадлежности терригенных коллекторов целесообразно использовать палеогидрохимические методы, включающие анализы составов легкорастворимых солей, содержащихся в поровых водах, и поглощенного из окружающей среды глинистыми минералами комплекса элементов. Химический состав солей и поглощенного комплекса определяется в водных и хлористо-аммонийных вытяжках по методике К.С.Бонч-Осмоловской и Н.С.Спири [3]. Результаты аналитических исследований показывают, что использование палеогидрохимических методов при соблюдении определенных требований к отбору проб позволяет надежно выделять в составе алмазоносных толщ континентальные фации, сформированные при участии пресных вод, и бассейновые, отлагавшиеся в условиях солоноватоводного бассейна (рис. 4).

**Морфогенетические исследования ореолов рассеяния ИМК и россыпей алмазов** предусматривают анализ их палеогеоморфологической позиции и фациального состава коррелятных отложений (размер, мощность, морфология в плане, содержание ИМК, их минеральный и гранулометрический составы, степень отсортированности, характер износа зерен и др.). Целесообразно выделять морфогенетические типы ореолов рассеяния ИМК или россыпей алмазов. Под морфогенетическим типом ореола (россыпи) понимается скопление ИМК в разновозрастных отложениях, занимающих определенную палеогеоморфологическую позицию и характеризующихся определенным фациальным составом, условиями залегания, строения, минеральным и гранулометрическим составом ИМК. В качестве примеров можно привести аллювиальные ореолы верховьев палеодолин или пляжевые ореолы на локальных палеовозвышенностях.

Общая удаленность ИМК от коренных источников обусловлена не только фациальными особенностями

вещающих отложений и строением синхронного рельефа, но и количеством этапов переотложения минералов до аккумуляции их в терригенных коллекторах, что напрямую связано с величиной суммарного денудационного среза источников. В условиях незначительного денудационного среза коренных источников (сохранены кратерные части трубок) формируются ореолы ближнего (первые километры) или умеренного (первые десятки километров) сноса. При умеренном (до 500 м) и высоком (>500 м) срезе источников алмазов формируются ореолы ближнего, умеренного и дальнего (десятки–сотни километров) сноса. Слабо эродированные кимберлитовые тела создают ореолы как за счет прямого размыва коренных источников (первичные), так и за счет дополнительного поступления из более древних промежуточных коллекторов (смешанные). Умеренно и высоко эродированные источники образуют широкий спектр ореолов рассеяния ИМК: первичные, смешанные и вторичные, сформированные за счет размыва терригенных коллекторов. Таким образом, при проведении палеогеографического анализа закрытых территорий необходимо учитывать, что они имели различную историю до окончательного захоронения тел кимберлитов и конвергентных пород. При этом главный показатель, позволяющий различать алмазоносные площади по особенностям проявления ореолов рассеяния или россыпей алмазов в терригенных коллекторах или формах рельефа, сопряженных с определенными структурами, — величина денудационного среза коренных источников. Основные палеогеографические характеристики алмазоносных районов и полей при слабом, умеренном или высоком срезе существенно отличаются (таблица).

Среди алмазоносных полей и районов мира сильно эродированные коренные источники пока не установлены в погребенном состоянии ввиду сложности их обнаружения. Значительно проще источники выявить в пределах кристаллического основания щитов, когда они экспонированы на дневную поверхность. В подобных обстановках им чаще всего сопутствуют обширные россыпные поля (Сьерра-Леоне, Гвинея, Бразилия и т.д.). Примером погребенных алмазоносных площадей с сильно эродированными коренными источниками могут служить алмазоносные поля, входящие в состав районов Мука-Уадда и Карно-Берберати на северном борту синеклизы Конго Африканской провинции, где прогнозируются протерозойские кимберлиты [11]. Возможны ситуации, когда коренные источники, входящие в состав алмазоносных районов и полей, имеют различную величину денудационного

Основные палеогеографические характеристики алмазоносных районов и полей с погребенными коренными источниками  
(на примере эталонных объектов)

Палеогеографические признаки и их группы	Денудационный срез коренных источников			
Группы признаков	Признаки	слабый (Адакит-Мархинское поле*, Зимнебережский район**)	умеренный (Мало-Ботубобинский район*)	интенсивный (районы Мука-Уадда и Карно-Берберати***)
1	2	3	4	5
Литолого-стратиграфические	Возраст древних алмазоносных коллекторов (возраст коренных источников)	$C_2$ ( $D_3-C_1$ )	$C_2-P_2, T_3-I_1$ ( $D_3-C_1$ )	$D_3-C_1, K_2$ (PR)
	Положение ореолов в разрезе	Базальные горизонты раз- нопорядковых циклов	Базальные горизонты разнопоряд- ковых циклов	Базальные горизонты раз- нопорядковых циклов, внутриформационные конгломераты
	Суммарная мощность продуктивной части терригенных коллекторов, м	40–60	80–100 и более	<i>n</i> 100
	Число продуктивных литолого-стратиграфических уровней (возраст) Наличие россыпей алмазов: а) в древних коллекторах (возраст) б) в четвертичных россыпях	3–4 ( $C_2$ ) а) не установлены, но воз- можно обнаружение очень мелких россыпей б) очень мелкие россыпи	5 ( $C_2-P_2$ ), 5 ( $T_3-I_1$ ) а) очень мелкие россыпи ( $C_2-P_2, T_3-I_1$ ) б) мелкие россыпи	3 ( $D_3-C_1$ ), >10 ( $K_2$ ) а) очень мелкие и мелкие россыпи ( $K_2$ ) б) мелкие и средние россы- пи
Минералогические	Минеральный состав песчаной и глинистой фракций Значения $K_y$ и $K_m$	Соответствует породам ближайшего геологическо- го окружения Высокий в низах разреза, низкий в верхах	Соответствует породам ближайшего геологического окружения и сосре- дельных терригорий Высокий в низах разреза, низкий в верхах	Широкие вариации сос- тава Высокий
Палеогеоморфоло- гические	Положение коренных источников в палеорельефе	Слабовышенные и воз- вышенные равнины	Возвышенные денудационные рав- нины	Высокие денудационные равнины
	Длительность периода денудации, млн. лет	Первые десятки	Десятки	Сотни
	Преобладающие рельефообразующие процессы	Денудация различной ин- тенсивности и аккумуля- ция	Малоактивная денудация	Активная денудация
	Число ярусов палеорельефа	Два	Три	Три и более

Продолжение таблицы

1	2	3	4	5
Палеогеоморфологические	Положение ореолов и россыпей в формах палеорельефа различного ранга: а) мегаструктурах б) макроструктурах в) мезоструктурах	а) средний ярус б) впадины и возвышенности в) речные долины, останцы	а) средний и верхний ярусы б) впадины, реже возвышенности в) речные долины, останцы, склоны поверхностей выравнивания	а) нижний, средний и верхний ярусы б) впадины, реже возвышенности в) ледниковые шлейфы, речные долины и аллювиальные равнины
Литологические	Фации терригенных коллекторов Фации отложений, содержащих ореолы ИМК и россыпи алмазов Динамические типы отложений, содержащих ореолы ИМК и россыпи алмазов	Чередование континентальных и бассейновых (преобладают) Делювиальные, аллювиальные, пляжевые Малоактивные, активные	Чередование континентальных (преобладают) и бассейновых Делювиальные, аллювиальные, пляжевые Малоактивные, активные	Преобладают континентальные (аллювиальные) Делювиальные, аллювиальные, ледниковые Преобладают активные
Морфогенетические	Морфогенетические типы ореолов ИМК и россыпей (возраст) Дальность переноса ИМК за время формирования шклитов I-II порядков Суммарное расстояние транспортировки ИМК от коренных источников ко времени захоронения, км Число этапов переотложения ИМК до погребения в наиболее древнем коллекторе Масштаб проявления шлейфа рассеяния ИМК в древних коллекторах от коренных источников (S алмазоносных поля, района / S кимберлитовых поля, района)	Делювиальные и аллювиальные в верховых палеодолинах, пляжевые на локальных палеовозвышенностях и склонах поверхностей выравнивания (C <sub>2</sub> ) Ближнего, умеренного переноса До 10-20 Возможно незначительное переотложение в течение одного этапа Локальный (1,1-1,2)	Делювиальные и аллювиальные в верховых палеодолинах, пляжевые на локальных палеовозвышенностях и склонах поверхностей выравнивания (C <sub>2</sub> -P <sub>2</sub> , T <sub>3</sub> -I <sub>1</sub> ) Ближнего, умеренного переноса До 80-100 Несколько Площадной (25-30)	Флювиогляциальные ореолы (D <sub>3</sub> -C <sub>1</sub> ), русловые россыпи малых и средних рек, аллювиальных равнин (K <sub>2</sub> ) Ближнего, умеренного, реже дальнего переноса Десятки-сотни километров Многократное переотложение Региональный (десятки-сотни)

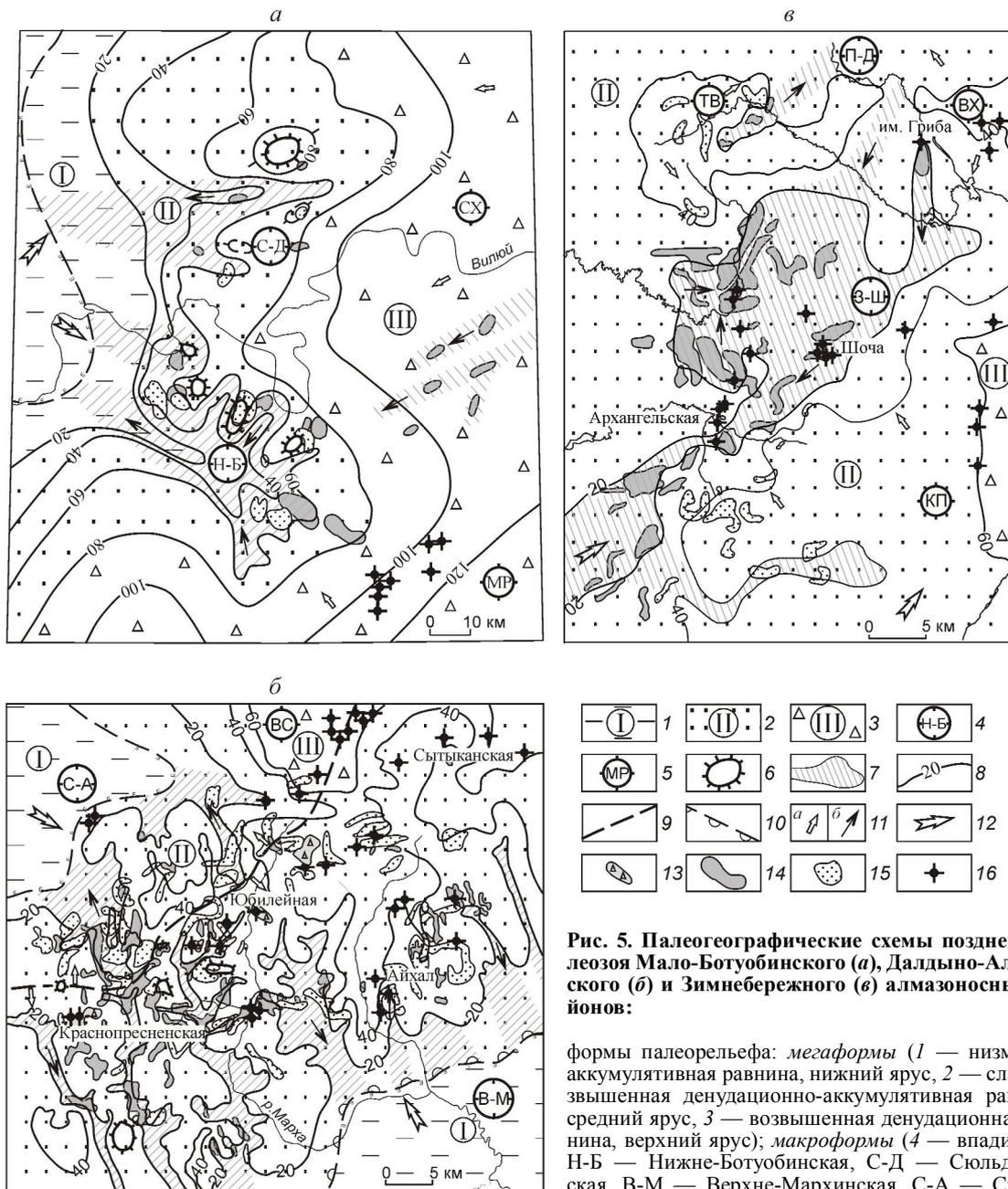
Продолжение таблицы

1	2	3		4		5
		Фации		Фации		
		континентальные	бассейновые	континентальные	бассейновые	
Морфогенетические	Вариации первичных признаков ИМК в ореолах и россыях различных фаций:	Падает на расстоянии первых километров от источников	Различная	Ниже, чем в коренных источниках	Различная	Минералы-спутники алмаза отсутствуют, концентрации алмазов низкие (<1 кар./м <sup>3</sup> ), сортировка различная, алмазы со следами выкрашивания и истирания
		степень износа	Средняя, высокая	Средняя, высокая	Высокая	
	степень сортировки	Средняя, высокая	Средняя	Высокая		
	мономинеральность (изменение первичной ассоциации ИМК в ореоле по сравнению с коренным источником)	Не проявлена	Существенно пикроильменитовая вблизи тел, на удалении более 15–20 км — пирроп-пикроильменитовая			
	Типы ореолов и россыпей по источникам питания	Первичные и смешанные	Преобладают вторичные, реже смешанные		Вторичные	

\* Сибирская алмазоносная провинция.

\*\* Восточно-Европейская алмазоносная провинция.

\*\*\* Африканская алмазоносная провинция.



**Рис. 5. Палеогеографические схемы позднего палеозоя Мало-Ботубинского (а), Далдыно-Алакитского (б) и Зимнебережного (в) алмазоносных районов:**

Падунская; 5 — возвышенности — МР — Мирнинская, СХ — Сюльдюкар-Холомолюкская, ВС — Верхнесохолохская, КП — Кепинская, ТВ — Товская, ВХ — Верхотинская); мезоформы (6 — денудационные останцы, 7 — днища основных речных долин); 8 — изогипсы поверхности палеорельефа суши, м; 9 — главные водоразделы; 10 — береговые линии минимального стояния уровня позднепалеозойского бассейна; 11 — направления сноса терригенного материала (а — общие, б — местные, по основным палеоводотокам); 12 — направления трансгрессии бассейна; морфогенетические типы ореолов рассеяния ИМК: 13 — делювиальные конусов выноса, 14 — аллювиальные верховья палеодолин, 15 — пляжевые на локальных палеовозвышенностях; 16 — среднепалеозойские кимберлитовые тела

среза. В таких обстановках территории будут обладать признаками площадей различных типов.

Возможности и принципы использования палеогеографического метода прогнозирования и поисков месторождений алмазов на закрытых территориях с

различным денудационным срезом коренных источников существенно отличаются. В пределах погребенных кимберлитовых полей со слабым срезом все первичные и смешанные ореолы континентального ряда имеют тесную пространственную (фациаль-

ную, геоморфологическую) связь с размываемыми коренными источниками. В бассейновых палеобанках ореолы ИМК менее информативны, но и они могут быть использованы для оценки относительной близости или удаленности от кимберлитов.

В пределах площадей с умеренным и интенсивным срезом коренных источников существует больше этапов переотложения и пересортировки обломочного материала. Соответственно, увеличивается расстояние транспортировки алмазов и других кимберлитовых минералов от коренных пород. В этом случае, несмотря на приуроченность ореолов к фациям ближнего или умеренного переноса, ИМК на большей части территории поступают из более древних коллекторов. В непосредственной близости от коренных источников ореолы рассеяния ИМК должны обладать признаками первичных и смешанных ореолов, характерных для площадей со слабо эродированными телами. В связи с этим можно говорить о латеральной смене признаков проявления погребенных кимберлитовых полей в древних палеогеографических обстановках.

Таким образом, выявление и анализ основных палеогеографических особенностей алмазоносных районов и полей с погребенными коренными источниками дают возможность оценивать величину их суммарного денудационного среза на качественном уровне. Это позволяет не только прогнозировать возможность обнаружения экзогенных или эндогенных месторождений алмазов, их соотношение, масштаб проявления, но и рекомендовать методику поисков.

Результатом анализа предлагаемого комплекса литолого-стратиграфических, минералогических, палеогеоморфологических, литолого-фациальных и морфогенетических признаков на каждый из установленных временных «продуктивных срезов» являются палеогеографические карты регрессивных (континентальных) или трансгрессивных (бассейновых) этапов развития территории. Синтез всех полученных данных используется при составлении карт прогноза алмазоносности. В качестве основы удобно принять палеогеоморфологическое строение реконструированного рельефа КВЦ, а все палеогеографические события, происходящие в процессе его погребения, показывать в объемном виде (рис. 5). Такое изображение дает возможность наглядно демонстрировать общую эволюционную направленность палеогеографических обстановок и отображать позицию морфогенетических типов ореолов ИМК и россыпей алмазов на площади. Совокупность полученной информации позволяет выделять участки, перспективные на выявление эндогенных и экзогенных месторождений алмазов. Рассмотренная мето-

дика палеогеографических исследований опробована автором при прогнозно-поисковых работах на алмазы в пределах Сибирской, Восточно-Европейской и Африканской провинций [11, 12] и рекомендуется для использования в других регионах.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Геологический словарь*. Т. 2. – М.: Недра, 1978.
2. *Геология*, прогнозирование, методика поисков, оценки и разведки коренных месторождений алмазов. Кн. 1. Коренные месторождения / В.М.Подчасов., В.Е.Минорин, И.Я.Богатых и др. – Якутск: СО РАН, 2004.
3. *Грамберг И.С.* Палеогидрохимия терригенных толщ (на примере верхнепалеозойских отложений севера Средней Сибири). – Л.: Недра, 1973.
4. *Зинчук Н.Н.* Постмагматические минералы кимберлитов. – М.: ООО «Недра-Бизнес-Центр», 2000.
5. *Зинчук Н.Н., Борис Е.И., Яныгин Ю.Т.* Особенности минерации алмаза в древних осадочных толщах (на примере верхнепалеозойских отложений Сибирской платформы). – Мирный: АК «АЛРОСА», 2004.
6. *Котельников Б.Н.* Реконструкция генезиса песков. Гранулометрический состав и анализ эмпирических полигонов распределения. – Л.: ЛГУ, 1989.
7. *Котлюков В.А.* Значение и методы построения реконструкций палеорельефа платформенных областей // *Методы палеогеографических исследований*. М., 1964. С. 96–109.
8. *Салтыков О.Г.* Палеогеографические методы прогнозирования и поисков погребенных месторождений алмазов // *Эффективность прогнозирования и поисков месторождений алмазов: прошлое, настоящее и будущее*. СПб., 2005. С. 300–304.
9. *Симонов Ю.Г.* Региональный геоморфологический анализ. – М.: МГУ, 1972.
10. *Славин В.И., Ясаманов Н.А.* Методы палеогеографических исследований. – М.: Недра, 1982.
11. *Устинов В.Н.* Алмазоносные районы Центральной Африки: палеогеографический анализ и прогнозная оценка // *Природные и техногенные россыпи. Проблемы. Решения*. Симферополь, 2007. С. 128–137.
12. *Устинов В.Н.* Модель эволюции среднепалеозойского кимберлитового поля в позднем палеозое // *Проблемы прогнозирования и поисков месторождений алмазов на закрытых территориях, научное и методико-технологическое обеспечение их решений*. Якутск, 2008. С. 45–54.
13. *Устинов В.Н., Салтыков О.Г.* Фации верхнепалеозойских алмазных отложений Западной Якутии // *Литология и полезные ископаемые*. 1992. № 5. С. 88–99.
14. *Философов В.П.* Краткое руководство по морфометрическому методу поисков тектонических структур. – Саратов: Изд. Саратовского ун-та, 1960.
15. *Чемяков Ю.Ф., Галицкий В.И.* Погребенный рельеф платформ и методы его изучения. – Л.: Недра, 1974.

# СТРОЕНИЕ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ



УДК 553.3:553.31

© Л.Д.Оникиенко, 2008

## ВУЛКАНОГЕННО-ГИДРОТЕРМАЛЬНО-ОСАДОЧНЫЕ МЕТАМОРФИЗОВАННЫЕ ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫЕ РУДЫ ДОКЕМБРИЯ

Л.Д.Оникиенко (МГГРУ)

*Обосновано объединение в единое вулканогенно-гидротермально-осадочное семейство метаморфизованных месторождений двух рудных железисто-кремнистых формаций докембрия — железисто-кремнисто-митабазитовой (алгоманский, или киватинский, тип) и железисто-кремнисто-сланцевой (криворожский, или тип озера Верхнего). Железисто-кремнисто-гнейсовая рудная формация объединяет глубоко метаморфически измененные месторождения докембрия, сохраняющие реликтовые признаки вулканогенно-гидротермально-осадочного генезиса.*

Проблемы генезиса железисто-кремнистых руд докембрия и связанных с ними пространственно и генетически богатых железных руд остаются в настоящее время во многом дискуссионными. Общеизвестны многочисленные гипотезы, предложенные исследователями железорудных месторождений. К ним относятся магматическая, терригенно-осадочная, вулканогенно-осадочная, космическая, гидротермально-метасоматическая, аккреционная и др.

Магматическая гипотеза происхождения железистых кварцитов была высказана И.И.Танатаром в 1916 г. Широкого развития она не получила. Позднее эффузивное происхождение железисто-кремнистых руд утверждалось В.Н.Гусельниковым (1972) и также не нашло у геологов широкого признания.

Терригенно-осадочная гипотеза рассмотрена в работах многих исследователей, в том числе в трудах Н.И.Свитальского (1924, 1933), П.П.Пятницкого (1924), А.Д.Архангельского (1926), П.М.Каниболоцкого (1946), И.А.Русиновича (1958), Н.М.Страхова (1962), Л.В.Пустовалова (1962), А.А.Илларионова (1965), Н.А.Плаксенко (1966), Я.Н.Белевцева (1969), В.С.Домарева (1969), И.Н.Щеголева (1978, 1985), Р.В.Бейли, Л.Джеймса (1975), Н.Д.Бьюкса (1975) и др. Ее сторонники считают, что железистое и кремнистое вещество поступало в водные бассейны с континентов, где шли активные процессы выветривания древнейших пород. Транспортировка вещества осуществлялась поверхностными водами. Железо и кремнезем накапливались в водной среде в

виде гелей с последующим отложением и дегидратацией коллоидных систем. Железистые кварциты, согласно этой гипотезе, приобретали современный облик в результате глубокой перестройки минерального вещества в процессе метаморфических преобразований.

Вулканогенно-осадочная теория изложена в работах Н.П.Семененко (1959, 1960, 1972), Ю.И.Половинкиной (1955), М.С.Маркова (1959), М.С.Точилина (1963), В.М.Григорьева (1965, 1966, 1969, 1971, 1988), Ю.П.Мельника (1975, 1986), Л.Н.Формозовой (1973), П.М.Горяинова (1969, 1988), Г.С.Дзоценидзе (1972), К.К.Лейса (1911), М.Гудвина (1972), А.Ф.Трендалла (1975) и др. Исследователи железорудных месторождений докембрия считали возможным участие в формировании железисто-кремнистых осадков, позднее метаморфизованных и превращенных в железистые кварциты, глубинного вещества, поступающего в бассейн седиментации из вулканических очагов.

Космическая гипотеза образования железных руд в докембрии предложена М.И.Калгановым (1971). Он предполагал, что основная часть железа поступила на поверхность планеты Земля из космического пространства.

Сторонники гидротермально-метасоматической гипотезы объясняют формирование железорудных толщ докембрия путем метасоматического изменения основных и ультраосновных пород под влиянием минералообразующих растворов глубинного

происхождения. К числу таких исследователей относятся Л.И.Шабынин, М.Т.Козлов, В.В.Жданов, Т.П.Малкова, В.К.Ермаков, Т.Н.Князев, Д.А.Михайлов (1981, 1983), И.Ф.Трусова (1981) и др. Д.А.Михайлов (1981) полагает, что главные черты генезиса железистых кварцитов Тараташского (Урал) и Оленегорского (Кольский полуостров) месторождений — метасоматическое развитие кварц-магнетитовых (гематитовых) ассоциаций на месте пород основного состава в результате процессов кислотного выщелачивания, связанного с диафторезом глубоко метаморфизованных толщ.

Новейшие гипотезы образования железных руд высказаны П.М.Горяиновым и Н.Л.Балабониным в работе «Структурно-вещественный парагенезис железных руд докембрия Кольского полуострова» (1988), в которой обосновывается идея самоорганизации природных систем. Железорудные комплексы, по их мнению, являются составным элементом континентальной коры, образуются в процессе латеральной аккреции. Расслоение и конвекция — основные механизмы, реализующие самоорганизацию в природной системе. Гипотеза базируется на материалах изучения железных руд архейского возраста, располагающихся в весьма глубоко метаморфически переработанном блоке земной коры.

Оригинальная гипотеза гидротермально-осадочного образования железистых кварцитов Кривбасса предложена Н.И.Дерябиным (1991). Им установлено присутствие так называемых выводных каналов для горячих фильтрационных растворов, зафиксированных в настоящее время «флюидизитовыми породами». Последние представляют собой тела кварц-серицитовых, двуслюдяных и хлоритовых сланцев, происхождение которых дискуссионно. Соотношение «флюидизитов» с железисто-кремнистыми рудами весьма интересно. Первичная, дометаморфическая, природа таких сланцев может быть вулканогенной, но для обоснования генезиса железисто-кремнистых руд это не имеет решающего значения.

И.А.Бергман в работе «Проблема генезиса докембрийских железистых формаций» (1996) критически проанализировал имеющуюся обширную литературу, посвященную данному вопросу и пришел к заключению о необходимости сосредоточить усилия ученых на поисках существенных признаков докембрийских железорудных образований. Им справедливо отмечена необходимость корректного использования методов изучения докембрийских формаций, а сама проблема генезиса докембрийских железных руд удачно названа «запутанной». Обращается внимание на очень важную особенность докембрийских железисто-кремнистых

руд — их аномальную бедность всеми элементами-примесями (V, P, B, TR, U, Th и др.). Эта особенность четко прослежена многими исследователями как для архейских, так и для раннепротерозойских железорудных формаций. И.А.Бергман справедливо считает, что такая особенность железистых кварцитов полностью исключает возможность участия гидроксидов железа (активных сорбентов) в виде начальных форм накопления минерального вещества при седиментации. Гипотеза гидроксидной природы рудного вещества железисто-кремнистых образований «Плаксенко-Страхова» им подвергнута детальному анализу и научно обоснованной справедливой критике (1996). Геохимический подход И.А.Бергмана к вопросу генезиса железисто-кремнистых образований докембрия решает, на наш взгляд, ключевую проблему — первичное железо, входившее в состав железисто-кремнистых пород, не имело первичной гидроксидной природы. Этот вывод — ключевое звено в решении вопросов генезиса древних железных руд. Большую роль в накоплении первичного вещества железисто-кремнистой формации И.А.Бергман отводит карбонатам. Нельзя, однако, согласиться с утверждением того, что начальной формой отложения железа в докембрийских рудах были исключительно карбонаты.

Краткий обзор приведенных гипотез не охватывает всего разнообразия существующих представлений о генезисе железисто-кремнистых руд, но отражает общую эволюцию взглядов геологов на их происхождение.

Г.А.Гросс [1] высказал мысль об удобстве классификации рудных железисто-кремнистых формаций докембрия по типу пород, связанных с ними пространственно. Геологами Канады название «алгома» использовалось для обозначения кремнисто-железистых формаций, тесно связанных с вулканическими породами «эвгеосинклинальных поясов».

Железистые формации, ассоциирующие с кварцитами, доломитами, черными сланцами и образовавшиеся, как предполагалось, в условиях континентального шельфа, определялись ими как формации «типа озера Верхнего».

Л.Н.Формозова [11], изучая месторождения многих рудных районов мира, выделила восемь типов геологических формаций докембрия, содержащих железисто-кремнистые образования: киватинский, тип Куруна, лептитовый, криворожский, таконитовый, тимискаминг, итабиритовый и оолитовый. При этом внимание геологов заострилось на очевидной связи железисто-кремнистых образований как с собственно вулканическими комплексами (киватинский тип), так и с комплексами пород, в составе которых вулканогенные породы постоянно

присутствуют (тип Куруна, лептитовый, криворожский, таконитовый, тимискаминг, итабиритовый).

Приводя главные типы железистых геологических формаций Русской платформы и показывая соотношение с ними собственно железорудных формаций, Я.Н.Белевцев и В.М.Кравченко [2] выделили два главных типа минеральных образований: существенно вулканогенный и существенно осадочный железисто-кремнистый. К вулканогенному они относят алгоманскую (железисто-кремнисто-метабазитовую железорудную), а к осадочному — криворожскую (железорудную железисто-кремнисто-сланцевую) формации.

В разные годы у разных геологов названия формаций менялись, но суть оставалась прежней: железистые кварциты классифицировались преимущественно по признаку их пространственной связи с теми или иными комплексами вмещающих пород. Железисто-кремнистые руды, ассоциирующие с вулканогенными образованиями, признавались вулканогенно-осадочными, а для руд в терригенных толщах шли поиски источников железа и кремнезема на континентах в связи с процессами выветривания и эрозии более древних толщ.

**Алгоманский (киватинский) тип железисто-кремнистых формаций докембрия.** Железистые кварциты, генезис которых определяется как вулканогенно-осадочный, присутствуют во многих рудных районах мира. Характерным примером, приведенным Л.Н.Формозовой [11], являются месторождения оз. Вермильон в США (штат Миннесота). Здесь породы серии Киватин (поздний архей), вмещающие железистые кварциты, представляют собой в основном метаморфизованные и сложно дислоцированные лавы андезит-базальтового состава. Местами в них сохраняется подушечная отдельность, наблюдаются миндалекаменные и порфиоровые структуры. Массы туфов того же состава часто переслаиваются с железистыми кварцитами. Вулканических (кислого состава) и осадочных пород мало, железистые — образуют невыдержанные линзы, залегают на диабазе в верхней части серии Киватин, переслаиваются с вулканическими, кремнистыми образованиями, яшмами. Минеральный состав рудной зоны определяется наличием магнетита, гематита, кварца и амфиболов.

Л.Н.Формозова [11], описывая железистые породы киватинского типа, однозначно связывает их происхождение с гидротермальными поствулканическими процессами. Происхождение их определяется длительной фумарольной деятельностью с участием большого количества рудоносных газов, имеющих высокую температуру.

Район Мичипикотен (Канада), располагающийся на территории штатов Квебек и Онтарио, отличается от района Вермильон (США) в основном более пестрым составом пород рудоносной толщи. Здесь присутствуют как основные, так и кислые разновидности вулканических лав и туфов. Разнообразие пород, по А.М.Гудвину (1962), обусловлено одновременным существованием многочисленных вулканов, различавшихся по интенсивности и длительности извержений, а также по составу вулканических продуктов. По мнению этого автора, преобладал вулканизм взрывного типа, сопровождавшийся сильной и продолжительной фумарольной деятельностью. Среди вулканических пород в небольшом количестве присутствуют яшмы, граувакки, филлиты, редко мраморы.

Никто из геологов не подвергает сомнению столь очевидный факт, как наличие в земной коре железисто-кремнистых пород вулканогенно-осадочного типа. Такие месторождения известны в настоящее время во многих рудных районах мира. В пределах Воронежского кристаллического массива Восточно-Европейской платформы они присутствуют в Курско-Бесединской, Знаменско-Малоархангельской и других рудоносных зонах. Значительные проявления вулканогенно-осадочных железисто-кремнистых пород имеются в пределах Украинского щита. Основные районы их развития находятся в Приднепровском тектоническом блоке. Комплекс пород, вмещающих железисто-кремнистую метаультрабазит-базитовую формацию, участвует в строении всех синклинальных структур блока: Верховцевской, Сурской, Чертомлыкской (Н.П.Семененко, 1972). Вышеперечисленные рудные районы с оруденением киватинского, или алгоманского, типа формировались в позднеархейское время.

Известны вулканогенно-осадочные железисто-кремнистые породы и более молодого, раннепротерозойского, возраста. Например, железорудное Карсакпайское синклинория Казахстана. М.С.Марков (1959), изучая железистые кварциты этого синклинория, выделил две железисто-кремнистые формации: первую, образовавшуюся вблизи центров вулканической деятельности, — киватинскую и вторую, формирующуюся вдали от таких центров.

Подводя итог сказанному, заметим, что промышленное значение вулканогенно-осадочных железистых кварцитов во многих районах невелико. Однако присутствие их в земной коре — важнейшее свидетельство связи железисто-кремнистого рудогенеза с вулканическими процессами накопления минерального вещества в докембрии. В некоторых районах железисто-кремнистые залежи вместе с заключенными в них рудами, ассоци-

ирующими с позднеархейскими вулканогенными комплексами, имеют весьма большое промышленное значение. Например, крупнейший поставщик железа на мировой рынок — Зимбабве — разрабатывает позднеархейские руды, генетически связанные с вулканогенными комплексами зеленокаменных поясов.

**Криворожский тип железисто-кремнистых формаций.** В отличие от железисто-кремнистых руд, приуроченных к вулканогенным толщам, аналогичные им по составу и строению малокремнистые образования в терригенных комплексах многие исследователи относят к хемогенно-осадочному, или криворожскому, типу. Американские и канадские геологи такой тип железисто-кремнистых руд называют «железорудной формацией типа озера Верхнего» (Г.А.Гросс, 1969).

Описывая протерозойские месторождения Канады, Г.А.Гросс отмечает их тесную ассоциацию с кварцитами, темными углистыми сланцами, а также с конгломератами, доломитами, массивными кремнистыми породами, кремнистой брекчией и аргиллитами. Вулканические породы (туфы или лавы) не всегда непосредственно ассоциируют с этой железорудной формацией, но они почти всегда представлены где-либо в стратиграфическом разрезе района. Упомянутый исследователь предполагал, что источником материала для образования железорудных формаций были как материковые породы, так и частично вулканические источники. Типичными представителями данного типа образований принято считать отложения Криворожско-Кременчугского синклинория Украинского щита и Михайловско-Белгородского синклинория Воронежского кристаллического массива. Геологическая формация, включающая отложения железисто-кремнистых образований криворожского типа, получила название «железисто-кремнисто-сланцевой». Породы такого типа метаморфизованы обычно в условиях зеленосланцевой фации.

В работах различных авторов железистые кварциты, заключенные в вулканогенных или вулканогенно-осадочных породах, рассматриваются как вулканогенно-осадочные образования. Железистые кварциты, ассоциирующие с терригенными комплексами, относят к хемогенным осадочным с поверхностным, континентальным, источником железистого и кремнистого вещества.

Очевидно, железисто-кремнистые породы столь различного генезиса должны весьма существенно различаться по многим присущим им признакам или хотя бы по ряду из них. Детальные же исследования железистых кварцитов, относимых к вулканогенно-осадочному и терригенно-осадочному типам,

обнаруживают удивительное сходство практически по всем характеристикам. Общим для железистых кварцитов, относимых к двум различным геологическим формациям, является следующее:

весьма ограниченный набор слагающих руду минералов (кварц, оксиды железа — магнетит, гематит, в переменных количествах железо-магnezийные карбонаты); в переменных количествах присутствует ограниченный набор силикатов, часть из которых представляет собой наложенные поздние образования и иногда сульфиды — преимущественно пирит, реже пирротин;

строение железисто-кремнистых руд обеих формаций слоистое, иногда осложненное процессами складчатости, дробления, локального метасоматического изменения;

структурные особенности руд — исключительно мелкозернистое, иногда микрокристаллическое строение как кремнистого, так и железисто-кремнистого материала;

геохимическое родство вмещающих пород — низкие, часто кларковые содержания элементов-примесей и несколько повышенные концентрации Ge в тех и других рудах.

Л.В.Чернышева, Г.А.Смелянская и Г.М.Зайцева (1981), исследуя типоморфные особенности магнетитов ряда железорудных месторождений докембрия, относимых к различным геологическим формациям (Костомукшское, Карелия; Горишне-Плавненское и Анновское, Криворожско-Кременчугский район), не обнаружили существенных различий ни в составе, ни в физических свойствах этого минерала из разных типов руд. Типоморфной особенностью магнетитов является низкий уровень содержания всех элементов-примесей.

Ф.И.Ракович (1981) гомогенный состав магнетитов (за исключением образцов гранулитовой фации) из железисто-кремнистых пород Украинского щита используется как типоморфный признак при идентификации генезиса метаморфизованных железорудных месторождений.

Многочисленные изотопные исследования соотношений легкого и тяжелого кислорода в магнетитах различных рудных районов мира показывают близкие или практически идентичные значения для пород, претерпевших метаморфизм зеленосланцевой и амфиболитовой фаций регионального метаморфизма (Ю.П.Мельник, И.П.Луговая, 1972; Ю.П.Мельник, 1973; Я.Н.Белевцев, 1979; В.Н.Занитко, И.П.Луговая, 1989; Е.С.Perry, В.Bonnichsen, 1966; Е.С.Perry, S.N.Ahmad, T.M.Swulins, 1966).

Таким образом, никаких принципиальных отличий в минеральном и химическом составех, а также в текстурно-структурных особенностях вул-

каногенно-осадочных верхнеархейских железистых кварцитов по сравнению с «хемогенно-осадочными» низов продуктивной толщи протерозоя никем не обнаружено. Этот факт необходимо учитывать при рассмотрении генезиса так называемых «хемогенных» железистых кварцитов железисто-кремнисто-сланцевой формации докембрия.

**Вулканогенные породы в составе железисто-кремнисто-сланцевой рудоносной геологической формации докембрия.** Связь железисто-кремнистых образований криворожского типа с вулканогенными породами не столь очевидна, как для образований алгоманской кремнистой формации, но при внимательном изучении докембрийских пород, она достаточно четко прослеживается. В качестве примера можно привести особенности геологического строения Криворожско-Кременчугского синклинория Украинского щита, в пределах которого локализованы крупнейшие месторождения железисто-кремнистых руд раннепротерозойского возраста. Пластовые залежи железисто-кремнистых руд бассейна залегают преимущественно в метаморфизованных породах осадочного типа — сланцах, метапесчаниках, микрокварцитах. Подстилающими же породами для всей продуктивной на железо толщи служат метаморфизованные вулканиты — породы новокриворожской свиты криворожской серии. Преобладают вулканиты преимущественно основного состава, превращенные в результате метаморфизма в амфиболиты.

В ходе геохимических и минералогических исследований тальксодержащих сланцев 18 месторождений Криворожского бассейна Меддахи Рабах [4] пришел к выводу о том, что тальковый горизонт был сложен перидотитовыми, пироксенитовыми комагнититами с прослоями комагнититовых базальтоидов. В породах присутствуют специфические ассоциации рудных минералов — ильменит, хромит, титаномагнетит, самородная платина, а их геологическая позиция характеризуется промежуточным положением между вышелегающей железорудной толщей саксаганской свиты и подстилающей толщей метакластолитов скелеватской свиты.

По данным И.С.Паранько [10], Криворожская структура формировалась в течение длительного времени, соответствующего позднеархейскому, раннепротерозойскому, рифейскому и палеозойскому периодам развития земной коры. В архейское время произошло ее заложение, что соответствовало проторифтовой стадии развития Кривбасса. Дальнейшее формирование шло в тесной связи с глубинными процессами, имевшими место в земной коре в раннепротерозойское время. Становится очевидным активное участие процессов вулканиз-

ма в формировании рудовмещающей толщи пород раннего протерозоя этой провинции.

В условиях другой металлогенической провинции — Курской магнитной аномалии, приуроченной к Воронежскому кристаллическому массиву, вулканогенные породы в протерозойских толщах, продуктивных на железо, проявлены также в значительных количествах. Так, на Чернянском месторождении присутствуют внутрирудные амфиболиты и кварц-амфибол-плагиоклазовые сланцы. Мощность горизонта, включающего вулканиты, колеблется в широких пределах, достигая в отдельных участках 140 м. Измененные туфогенно-эффузивные образования по составу отвечают породам основного, реже ультраосновного состава.

Из зарубежных примеров железисто-кремнистых образований протерозоя, ассоциирующих с вулканитами, можно привести протерозойскую таконитовую формацию рудного района Меномини (провинция Великих озер), железорудную формацию раннепротерозойского возраста в пределах блока Пилбара в Западной Австралии, железисто-кремнистую формацию Казахстана (Карсакапайская структура) и др.

**Колчеданосные геологические формации: вулканогенная, вулканогенно-осадочная, осадочная.** В настоящее время многими исследователями генезис железисто-кремнистых руд, локализованных в терригенных комплексах, отождествляется с генезисом вмещающих образований. Вместе с тем, хорошо известны и широко распространены месторождения вулканогенно-осадочного типа, локализованные не только в вулканитах, но и в породах терригенных серий — песчаниках, алевролитах, силицитах, испытавших региональный метаморфизм или почти не метаморфизованных. К таким образованиям относятся многие месторождения колчеданного типа. А.И.Кривцовым [3] выделены следующие группы колчеданосных формаций: вулканогенная, осадочно-вулканогенная и осадочная. С последней им связываются крупные колчеданные месторождения докембрия: Салливан (Канада), Маунт-Айза и Брокен-Хилл (Австралия), Холднинское (Россия). Гидротермально-осадочное оруденение локализуется в различно метаморфизованных терригенно-осадочных толщах. Сравнение оксидных железисто-кремнистых руд с колчеданными показывает много общего в условиях их формирования [6]. Колчеданные месторождения, подобно железисто-кремнистым, содержат огромные количества железа, накопленного в результате природных процессов только в сульфидной форме. В массивных серно-колчеданных типах руд содержание Fe достигает 47–49%.

С колчеданными и железисто-кремнистыми рудами ассоциируют красноцветные гидротермально-осадочные железисто-кремнистые и кремнисто-железистые яшмовидные породы (Уруп, Худес, Северный Кавказ; Михайловское, КМА), в которых наблюдаются зоны частого ритмичного переслаивания сульфидных и железисто-кремнистых (эксгалационно-осадочные руды Худес, Уруп, Северный Кавказ) слоев [7]. Для колчеданных и железисто-кремнистых руд характерны пластовые, линзовидные формы рудных тел и многоярусное строение залежей. В слабометаморфизованных рудах обоих типов наблюдаются реликтовые колломорфные текстуры и метаколлоидные, тонко- и микрозернистые структуры.

В докембрийское время железисто-кремнистые и колчеданные месторождения формировались в архейских и протерозойских структурах типа зеленокаменных поясов и протоавлакогенов, создавая огромные минеральные концентрации железа в оксидной и сульфидной формах. В одной и той же структуре (протогеосинклинали, протоавлакогене, синклинории) некоторых рудных районов присутствуют и те и другие руды: в нижних частях разреза железисто-кремнистые, в верхних — колчеданно-полиметаллические (Олокитский синклинорий Прибайкалья) (В.Д.Конкин, Г.В.Ручкин, Т.П.Кузнецова, 1993).

Для колчеданных и железисто-кремнистых руд характерна ассоциация с вулканогенными и вулканогенно-осадочными, с одной стороны, и с терригенными, в толще которых вулканогенные породы присутствуют в подчиненном количестве, с другой [8]. Колчеданные месторождения в отличие от железисто-кремнистых приурочены к молодым фанерозойским образованиям. Месторождения же железисто-кремнистых руд, широко распространенные в докембрии, в более верхних частях стратиграфического разреза постепенно уступают место другим формациям — карбонатно-кремнисто-железо-марганцевым, которые сопряжены с полиметаллическими рудами, но уже иного типа, несколько отличного от колчеданно-полиметаллического (атасуйский тип месторождений).

В отдельных рудных районах установлено сопряжение во времени и пространстве месторождений полиметаллического и железисто-кремнистого типов. Например, докембрийское, глубоко метаморфизованное месторождение Брокен-Хилл в Австралии.

**Семейства рудных железисто-кремнистых формаций докембрия гидротермально-осадочного генезиса.** Согласно А.И.Кривцову (1991), рудные формации, обладающие близкими элементными и

минеральными составами руд, но ассоциирующие с различными геологическими формациями, можно объединить в семейства рудных формаций.

Рудно-формационные типы месторождений — это группы месторождений, однотипных по элементному и минеральному составу руд и обстановкам нахождения, выраженным в устойчивых ассоциациях с определенными геологическими формациями. Поэтому нельзя отождествлять генезис железорудных месторождений с генезисом пород рудовмещающих геологических формаций.

Для железисто-кремнистых вулканогенно-осадочных месторождений докембрия, как и для колчеданных, характерны различные типы рудовмещающих геологических формаций: вулканогенные, вулканогенно-осадочные, осадочные.

Руды алгоманской формации связаны с существенно вулканогенными вмещающими толщами, а криворожской — с существенно осадочными (меньшее количество вулканитов и присутствие в большом количестве метаседиментов). Вероятно, вмещающие рудоносные геологические формации в первом случае — рудогенерирующие, во втором — рудовмещающие (А.И.Кривцов, 1991).

Источником железистого и кремнистого вещества для образования руд всего семейства рудных железисто-кремнистых формаций служили, по-видимому, глубинные, мантийные, очаги, поставлявшие в результате развития вулканических процессов минеральное вещество в поверхностные зоны земной коры.

Подобно рудным формациям колчеданного семейства, оксидные железисто-кремнистые образования двух железоносных геологических формаций — железисто-кремнисто-метабазитовой и железисто-кремнисто-сланцевой — можно объединить в единое семейство гидротермально-осадочных железисто-кремнистых метаморфизованных формаций докембрия (таблица).

Железисто-кремнистые руды могут располагаться не в материнских вулканогенных породах, а в осадочных и вулканогенно-осадочных пачках, сменяющих вулканиты выше по разрезу.

Вулканогенно-осадочные руды образуются в период затухания активной собственно вулканической деятельности, поскольку являются продуктами поствулканического гидротермального процесса.

**Геологические особенности железорудных месторождений, связанных с железисто-кремнисто-гнейсовой геологической формацией.** Рассмотренные выше месторождения железисто-кремнистых руд, связанных с двумя геологическими формациями — метабазитовой и сланцевой, не исчерпывают всего разнообразия месторождений такого типа.

## Семейство рудных железисто-кремнистых гидротермально-осадочных формаций докембрия

Рудная формация	Рудовмещающие породы	Типы геологических формаций	Рудно-формационные типы месторождений
Алгоманская (киватинская)	Метавулканиты с подчиненным количеством метаседиментов	Железисто-кремнисто-метабазитовая Рудогенерирующая	Канадский щит: Вермильон, Мичипикотен Украинский щит: Сурская, Верховцевская, Чертомлыкская структуры Алданский щит: Ималык, Тарыннах Воронежский массив: Бесединская группа
Криворожская	Метаседименты с подчиненным количеством метавулканитов	Железисто-кремнисто-сланцевая Рудовмещающая	Воронежский массив: Михайловское, Стойленское и др. Украинский щит: объекты Криворожско-Кременчугского бассейна Канадский щит: бассейн оз. Верхнее — Ганфлинт, Меномини, Маркетт

Существуют месторождения железисто-кремнистых руд, резко отличающихся от вышеупомянутых по более сложному минеральному составу, текстурно-структурным особенностям, несколько повышенному содержанию элементов-примесей, характеру и степени метаморфических преобразований руд, присутствию метасоматической минерализации. Такие железистые кварциты являются составной частью комплекса пород так называемой железисто-кремнисто-гнейсовой геологической формации.

Если для месторождений, связанных с метабазитовой и сланцевой формациями, спорным является вопрос об источнике минерального вещества (глубинном или поверхностном), но всеми признается первично-осадочное его накопление, то для месторождений железисто-кремнисто-гнейсовой формации рядом исследователей полностью отвергается возможность первичного осадочного рудогенеза и выдвигается гипотеза метасоматического образования рудных концентраций. К ним относятся докембрийские месторождения Чарской группы и Сутамо-Гонамского района Алданского щита, Тарашской группы Южного Урала, Молдовское и Слюсаревское Одесско-Белоцерковной зоны Украинского щита и др. [12], В.М.Никитин [5].

Размещение месторождений железистых кварцитов, связанных с железисто-кремнисто-гнейсовой формацией, контролируется положением наиболее древних структур палеоплатформ и древних срединных массивов, а именно: гранито-гнейсовым их основанием, т.е. зонами наидревнейшей складчатости земной коры. Возраст таких пород — ранний или поздний архей. Изменения пород соответствуют амфиболитовой или гранулитовой фациям

регионального метоморфизма. Усиление метаморфизма ведет к резкой перестройке минерального вещества, что выражается в укрупнении зерен рудообразующих минералов (магнетита, кварца), появлении новых, необычных структур типа сидеритовых, смене полосчатых текстур неяснополосчатыми, прерывисто-полосчатыми, ориентированно-пятнистыми, исчезновении гематита, появлении новых генераций магнетита, метаморфической дифференциации вещества с обособлением кварцевых и рудно-силикатных полос.

В пределах рудных полей и месторождений развиваются магнетитсодержащие метасоматиты. Вместе с тем, в отдельных зернах кварца, заключенных в рудном субстрате, сохраняются мелкие реликтовые дисперсные включения гематита и магнетита, в отдельных блоках, менее затронутых поздними изменениями, — чередование слоев кварц-гематитового и силикат-кварц-магнетитового составов; очень редко, но сохраняется красно-полосчатый кварц, насыщенный дисперсным гематитом.

Проявления регионального, контактового, дислокационного метаморфизма приводят к изменению первичной морфологии рудных тел, усложнению структур рудных полей и месторождений, а иногда к столь сильному преобразованию первичного минерального вещества, что с трудом распознаются реликтовые особенности вещественного состава и строения руд, по которым расшифровывается генезис оруденения.

Детальные исследования вещественного состава и строения глубоко метаморфически измененных железисто-кремнистых пород гнейсовой формации позволяют сделать вывод о том, что эти об-

разования являются аналогом слабометаморфизованных пород вулканогенно-гидротермально-осадочного семейства.

В итоге сравнительного анализа месторождений железисто-кремнистых формаций докембрия выделены два семейства рудных образований. Первое — семейство вулканогенно-гидротермально-осадочных рудных формаций с месторождениями, слабо измененными в условиях регионального метаморфизма (зеленосланцевая и амфиболитовая фации регионального метаморфизма). Второе — семейство вулканогенно-гидротермально-осадочных рудных формаций с месторождениями, глубоко метаморфически измененными в условиях регионального метаморфизма. Это семейство в настоящее время носит название «железисто-кремнисто-гнейсовая формация» (гранулитовая фация регионального метаморфизма).

В генетической классификации месторождений полезных ископаемых железисто-кремнистые слабо- и умеренно метаморфизованные месторождения гидротермально-осадочного семейства, подобно слабометаморфизованным месторождениям колчеданного типа, следует помещать в эндогенную серию, в группу гидротермальных вулканогенных образований. Месторождения железисто-кремнистого типа, глубоко измененные в условиях гранулитовой фации регионального метаморфизма, можно оставить в метаморфогенной серии, в группе интенсивно метаморфизованных вулканогенно-гидротермально-осадочных образований.

Месторождения железисто-кремнистых руд часто сопряжены во времени и пространстве с другими ценнейшими метаморфизованными месторождениями докембрия [9]. Обоснование гидротермально-осадочного генезиса железисто-кремнистых руд позволяет по-новому оценить развитие процессов рудогенезиса в докембрии и перспективы обнаружения в районах развития этих руд других докембрийских месторождений — золотых, урановых, золото-урановых, марганцеворудных, редкометалльных, генезис которых в настоящее время является дискуссионным.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Гросс Г.А.* Условия образования основных типов докембрийских железистых формаций // Геология и генезис докембрийских железисто-кремнистых и марганцевых формаций мира. Киев, 1972.
2. *Железисто-кремнистые* формации докембрия европейской части СССР. Типы формаций. — Киев: Наук. Думка, 1988.
3. *Кривцов А.И.* Обстановки и условия древнего и современного колчеданообразования // Геология рудных месторождений. 1987. Т. XXIX. № 3.
4. *Меддахи Рабах.* Генетическая и геологическая позиция талькового горизонта Кривбасса // Современные проблемы геологии и минералогии железисто-кремнистых формаций и их обрамления. Мат-лы региональной научной конференции. Кривой Рог, 1966.
5. *Никитин В.М.* Железоносные формации Сутамского блока // Сборник научных трудов Якутского университета. Якутск, 1991.
6. *Оникиенко Л.Д.* Гидротермально-осадочные метаморфизованные железные руды докембрия // Тез. докл. Научная конференция МГРИ, 1996.
7. *Оникиенко Л.Д., Малых В.М., Ибрагим Салем.* Сравнительная характеристика яшмовидных железистых кварцитов из месторождений КМА, Кривого Рога и Восточной пустыни Египта // Изв. вузов. Геология и разведка. 1988. № 6.
8. *Оникиенко С.К., Оникиенко Л.Д., Милеева И.М.* Ортосланцы в железорудной толще Михайловского месторождения КМА // Изв. вузов. Геология и разведка. 1972. № 10.
9. *Оникиенко Л.Д., Тсонда С.Ж.* Железисто-кремнистое и золото-урановое оруденение Трансвааля // Тез. докл. международной конференции «Новые идеи в науках о Земле». М., 1997. Т. 2.
10. *Паранько И.С.* Некоторые особенности геологического развития Криворожской структуры // Геологический журнал. 1993. № 4.
11. *Формозова Л.Н.* Формационные типы железных руд докембрия и их эволюция. — М.: Наука, 1973.
12. *Ярошук М.А.* Железорудные формации Белоцерковско-Одесской металлогенической зоны. — Киев: Наук. Думка, 1983.

УДК 553.411 (571.56)

© Г.С.Анисимова, Л.А.Кондратьева, Е.С.Серкебаева, В.А.Агеенко, 2008

## ЗОЛОТОРУДНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ БАДРАН, ВОСТОЧНАЯ ЯКУТИЯ

**Г.С.Анисимова, Л.А.Кондратьева, Е.С.Серкебаева (ИГАБМ СО РАН),  
В.А.Агеенко (ООО Артель старателей «Дражник»)**

*Бадранское золоторудное месторождение — представитель орогенных месторождений типа минерализованных зон дробления в пологих надвигах. Основные запасы золота сосредоточены в пределах мощных и протяженных зон дробления. Околорудные метасоматические изменения вмещающих пород представлены окварцеванием, карбонатизацией, серицитизацией и сульфидизацией. Характер золотого оруденения многостадийный. В рудных столбах с глубиной наблюдается волновая минеральная зональность. Основная масса морфологических разностей мелкого золота средне- и реже высокопробные, отдельные золотины по составу контрастно неоднородны и ртутисты. На основе минералого-геохимических факторов контроля оруденения построена аддитивная схема зональности месторождения, отражающая прогноз перспективных участков рудных столбов.*

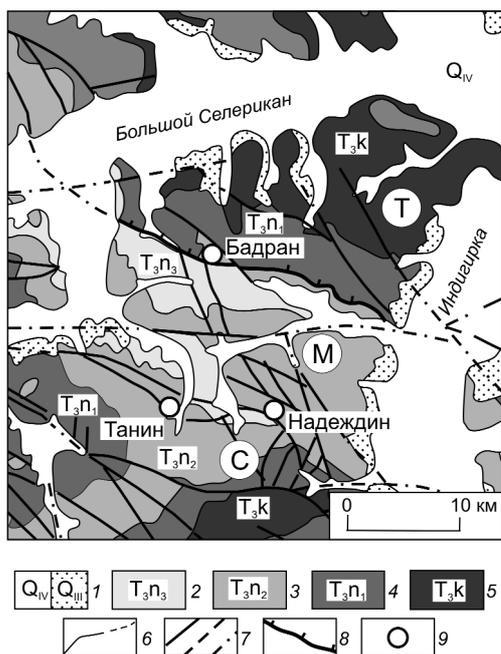
Бадранское золоторудное месторождение находится в междуречье Бадран–Селерикан Верхнеиндигирского горно-промышленного района, в 600 км к северо-востоку от г. Якутска. В открытии месторождения важную роль, в первую очередь, сыграли результаты геолого-съёмочных и поисковых работ, проведенных Е.П.Данилогорским, и впоследствии подтвержденные исследованиями И.А.Тимофеева и Д.П.Мощенко. В 1974–1975 гг. М.Р.Ахьяевым и Р.С.Аметовым даны конкретные рекомендации и оценка высокой перспективности Бадранского рудного поля на золото. В 1976 г. В.А.Амузинский выполнил рекогносцировочные исследования на его площади и оценил ресурсы золота в 100 т. Зона Надвиговая отнесена им к первоочередным объектам Верхнеиндигирского района, заслуживающим дальнейшего изучения для выявления крупного месторождения типа минерализованных зон дробления. Геологоразведочные работы в пределах рудного поля начаты с 1981 г., а эксплуатация месторождения Бадран ведется с 1984 г. В настоящее время объект обрабатывается ООО Артели старателей «Западная».

Научно-исследовательские работы на объекте осуществлялись сотрудниками академических, отраслевых, вузовских институтов и других организаций. Авторы статьи с 2001 г. изучают минералого-геохимические и текстурно-структурные особенности руд глубоких горизонтов месторождения.

Некоторые сведения о геологической позиции и структурных условиях локализации [1, 5, 9, 10,

13, 14], минеральном составе и зональности [3, 7, 8, 11], типоморфных особенностях карбонатов и самородного золота [2, 4, 6] месторождения Бадран публиковались. Однако в последние годы появились более детальные сведения о парагенетических минеральных ассоциациях, текстурно-структурных типах и геохимических особенностях руд, околорудных изменениях пород, прогнозной оценке глубоких горизонтов.

Бадранский рудно-россыпной узел расположен в структурах Адычанского антиклинорного поднятия тыловой части Верхоянского складчато-надвигового пояса. На площади узла поднятие представлено Талалахской и Селериканской брахиантиклиналями, разделенными линейно вытянутой в северо-западном направлении грабенообразной Мугурдахской синформой (рис. 1). Узел объединяет Бадранское, Надеждинское и Танинское рудные поля, в закономерностях размещения которых ведущую роль играет тектонический фактор. Рудные поля контролируются Мугурдах–Селериканской зоной региональных разрывных нарушений, ограничивающих пликативные структуры первого порядка. Тектонические нарушения имеют протяженность 20–30 км с падением к северу и северо-востоку под углами от 25 до 85° и сопровождаются мощными (от 2 до 15 м) зонами динамометаморфизованных пород. К ним приурочены гидротермально преобразованные минерализованные зоны дробления с прожилково-вкрапленным и жильно-прожилковым оруденением, секущие и межпластовые жилы.



**Рис. 1.** Схема геологического строения Бадранского рудно-россыпного узла:

1 — четвертичная система; норийский ярус: 2 — алевролиты, песчаники, глинистые сланцы, конгломераты верхнего подъяруса, 3 — песчаники с прослоями алевролитов, конгломератов, линзы известняков среднего подъяруса, 4 — песчаники, алевролиты, прослой сланцев, линзы конгломератов нижнего подъяруса; 5 — алевролиты, глинистые сланцы, прослой песчаников и известняков карнийского яруса; 6 — границы между разновозрастными геологическими образованиями; 7 — тектонические контакты; 8 — Бадран-Эгеляхский взбросо-надвиг; 9 — рудные объекты; главные тектонические структуры (буквы в кружках): Т — Талалахская антиклиналь, М — Мугурдахская синклираль, С — Селериканская антиклиналь

Золотое оруденение узла локализовано во флишидных терригенных отложениях верхоянского комплекса, представленных алевролитами, песчаниками, аргиллитами и редко конгломератами. Состав пород переменчив, много переходных разновидностей. Для пород типичны присутствие вулканомиктового материала фельзитов, повышенная карбонатность и высокое (до 3–4%) содержание углистого органического вещества. Характерен интенсивный дислокационный и умеренный региональный метаморфизм хлорит-серицит-карбонатной фации зеленых сланцев.

Магматические образования на уровне современного эрозионного среза оруденения Бадранского узла не установлены, за исключением единичных даек плагиориолитов.

По Бадран-Эгеляхскому взбросо-надвику, контролирующему положение Бадранского рудного поля, структуры Талалахской антиклинали надвинуты

на Мугурдахскую синформу. Амплитуда перемещения оценивается от 600–800 до 1000–1300 м. Общее направление падения сместителя взбросо-надвига северо-восточное под углом (в среднем) 25°.

Бадран-Эгеляхский взбросо-надвиг на площади рудного поля имеет изменчивое залегание: азимут падения от 0° на восточном фланге до 60° на западном. Висячее крыло надвига сложено преимущественно песчанистой толщей быйтахской свиты (Т<sub>3bt</sub>), слагающей синклиральную складку второго порядка, ось которой протягивается вдоль простирания плоскости надвига. Угол падения пород изменяется от 50–80° на крыльях складки (вблизи надвига) до 20–25° на удалении от его плоскости. Лежачее крыло взбросо-надвига представлено в основном алевритистыми песчаниками и песчанстыми алевролитами быльнинской свиты (Т<sub>3bl</sub>) и верхнечерной свиты (Т<sub>3cr3</sub>). Отложения слагают опрокинутую линейную синклиральную складку. Простирание синклинали в целом совпадает с таковым надвига. Наклон слоев на крыльях складки 40–85°.

Месторождение Бадран приурочено к флексурному перегибу Бадран-Эгеляхского взбросо-надвига — минерализованной зоне Надвиговая. На фоне низкогорного холмисто-увалистого рельефа залеженной местности зона прослеживается отчетливым геоморфологическим уступом.

Структура характеризуется развитием минерализации на значительном протяжении по простиранию (до 5,6 км) и падению (до 700–800 м). Промышленные руды сосредоточены в трех рудных столбах, расположенных через 950–1050 м по простиранию зоны. Столбообразный характер распределения руд связан с кварцевыми жилами лентообразной морфологии, вытянутыми по падению зоны Надвиговая. Положение основных кварцевых жил и, соответственно, контуры рудных столбов по простиранию и падению структуры контролируются поперечными нарушениями. Рудные столбы приурочены к участкам повышенной трещиноватости и микроскладчатости, осложняющими висячее крыло надвига. Определяющим фактором в размещении жильных руд в его плоскости является литологическая контрастность пород автохтона и аллохтона минерализованной структуры. В пределах рудных столбов, соответственно, наблюдается увеличение мощности зоны.

Рудные столбы вмещают обособленные линзующиеся тела неоднородного строения. Контуры рудных тел не ограничиваются участками, сложными кварцевыми жилами, охватывают интервалы рудоносных тектонитов, развитых в зальбандах, мощностью нередко сопоставимой с мощностью жил. Имеют место рудные тела, в которых преобла-

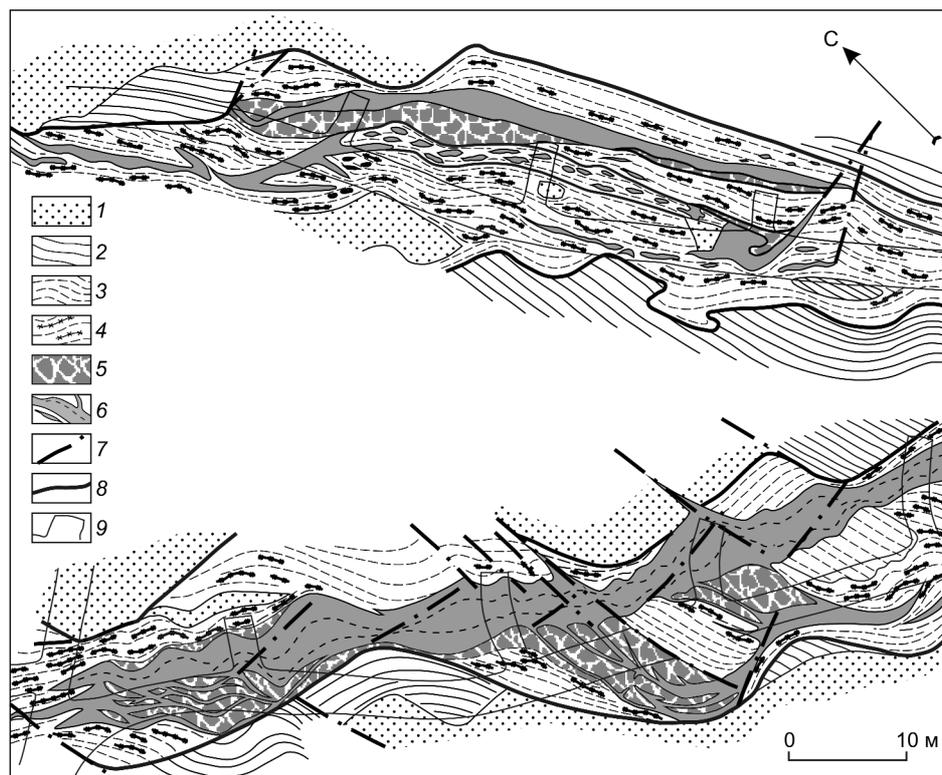


Рис. 2. Строение минерализованной зоны Надвиговая. Рудный столб I, горизонт +960 м:

породы: 1 — песчаники, 2 — алевролиты, 3 — рассланцованные, милонитизированные образования, 4 — интенсивно окварцованные тектониты, 5 — милониты, 6 — жилы, прожилки, линзы кварца; 7 — разрывные нарушения; 8 — граница минерализованной зоны Надвиговая; 9 — контуры горных выработок

дают рудоносные тектониты, вмещающие кварцевые линзы и будины. Длина отдельных рудных тел по падению от 190 до 690 м, протяженность по простиранию не выдержана и варьирует от 20 до 110 м. Мощность рудных тел изменчива и составляет 0,3–12,2 м. Участки между рудными столбами сложены безрудными тектонитами и убогими рудами — милонитами, милонитизированными и рассланцованными осадочными породами с прожилковым окварцеванием и сульфидизацией.

Минерализованная зона характеризуется сложным строением как по простиранию, так и по падению. В ее разрезе наблюдается сегментное чередование тектонитов и гидротермалитов (рис. 2):

груборассланцованные, трещиноватые породы всячего крыла;

рассланцованные, слабдеформированные терригенные породы с единичными кварцевыми и карбонат-кварцевыми прожилками, иногда с линзами метасоматического кварца неправильной морфологии;

интенсивно рассланцованные, смятые в мелкие гофрированные складки тектониты с глиной тре-

ния и частыми кварцевыми прожилками, редко кварцевыми жилами;

интенсивно рассланцованные (до разлистования) и прожилково-окварцованные породы, иногда представленные кварцевой жилой брекчиевой текстуры с глиной трения;

жила массивного и (или) полосчатого кварца неоднородной структуры с включениями реликтов вмещающих пород;

милониты плейчатого строения с кварцевыми прожилками, линейные обособления черной глины трения с прожилками гипса, линзочками катаклазита кварцевой сыпучки, иногда с пиритом;

глинка трения плейчатого строения с линзами разлистанных пород и прожилками кварцевого катаклазита, имеются скопления гипса и редкие прожилки массивного кварца с вкрапленностью и обособлениями пирита;

рассланцованные до слабдеформированных породы с прожилками гипса и гидроксидов железа, характерна вкрапленность пирита;

слаборассланцованные и трещиноватые породы лежачего крыла.

При описании рудных тел использованы материалы геологов рудной партии Н.В.Старыгина и Р.Г.Неустроева.

Ведущим объектом месторождения является рудный столб I. Рудные тела представлены двумя сближенными крупными стержневыми жилами кварца, сопровождаемыми оруденелыми окварцованными милонитами и милонитизированными породами.

Центральное рудное тело прослежено от поверхности до разведочного горизонта +800 м, ниже которого оно выклинивается. Стержневая жила лентообразной морфологии характеризуется сложным внутренним строением, обусловленным многочисленными раздувами и пережимами, изменчивой (от 0,1 до 4,8 м) мощностью. Прослеженная длина жилы по падению 550 м, по простиранию от 50 до 155 м. Углы падения колеблются около  $26^\circ$  ( $\pm 4^\circ$ ). Жила вытянута по азимуту  $55-60^\circ$ , ее длинная ось отклоняется от линии падения зоны Надвиговая на  $15-20^\circ$  к востоку. На флангах жила постепенно (иногда тупо) выклинивается с переходом в затухающую зону окварцевания. Мощность рудных тектонитов местами 4,5 м, в среднем 1,9 м.

Западное рудное тело прослеживается близко параллельно центральному от поверхности до нижнего разведочного горизонта +720 м без признаков выклинивания. Расстояние между длинными осями рудных тел составляет на поверхности около 150 м. Вниз по падению оси сближаются до 100–110 м. Между горизонтами +820 и +800 м азимут падения рудного тела резко изменяется с  $65-70^\circ$  на  $20-25^\circ$ . При этом углы падения ( $26-28^\circ$ ) сохраняются. Западное рудное тело по морфологии в целом аналогично центральному, но превышает его по параметрам и имеет высокие перспективы на глубину.

Основной объем рудного столба II занимают прожилково-вкрапленные руды, что определяет его относительно невысокую продуктивность. Интенсивно дислоцированные породы и милониты насыщены кварцем в виде разрозненных маломощных (0,2–0,8 м) жил линзовидной морфологии, прожилков и будин. Наиболее крупные жилы длиной по простиранию 90 м протягиваются на 220–370 м по падению зоны под углом  $24^\circ$  ( $\pm 3^\circ$ ). Интенсивность оруденения с глубиной снижается. Рудные тела по падению сужаются, распадаются на отдельные линзы и выклиниваются.

Рудный столб III объединяет три кварцевожильных тела, два из которых — «слепые». Рудные тела отличаются сложной формой в плане, со значительными раздувами либо в верхней части, либо по падению. Характерны непротяженные, но мощные кварцевые жилы (1,2–2,0 до 5,6 м). В разрезе

они нередко распадаются на две составляющие, приуроченные к бокам зоны, между которыми развиты тектониты повышенной золотоносности. В зальбандах присутствуют маломощные зоны рудных милонитов, а также слабо оруденелые окварцованные милониты и милонитизированные породы. Угол падения рудных тел  $32^\circ$ .

**Рудовмещающие толщи и околорудные изменения пород.** Рудовмещающие породы представлены толщей переслаивающихся алевролитов, песчаников и их алевритистых разновидностей, глинистых сланцев.

Алевролиты и глинистые сланцы составляют более 50% от общей мощности толщи. Образуют слои и прослои самой различной мощности — от нескольких сантиметров до метров. Не менее многочисленны микститовые образования турбидитов гравитационного обрушения, представляющие собой осветленные известковистые песчаники с включениями обломков алевролитов и сланцев разнообразной морфологии. Породы темно-серые, черные, массивные или тонкослоистые. Слоистость обусловлена наличием чередующихся прослоев и линз мощностью от долей миллиметра и более, которые различаются как по крупности зерен, так и по цвету. Более песчанистые прослои окрашены в более светлые тона. Состав пород серицит-кварц-карбонатный с примесью углистого вещества. В зависимости от преобладающего минерала выделяются прослои серицит-кварцевые, карбонат-кварцевые, хлорит-серицит-кварцевые, углисто-карбонатные. Кварц в алевролитах и глинистых сланцах содержится в количестве до 40–50%. Обломочные зерна угловатые, полуокатанные, с неровными зазубренными краями. Аутигенный кварц образует неправильной формы кластические зерна в матрице терригенной породы, а полевые шпаты, составляющие всего ~1–5%, — зерна таблитчатой и пластинчатой форм. Последние обычно в той или иной мере серицитизированы и частично замещены новообразованиями других минералов. Серицит (~1–3%) формирует чешуйки, лейсты, игольчатые пластинки. Это, как правило, эпигенетические новообразования по глинистым минералам. Гидрослюды слагают основную пелитовую массу породы в виде тонкодисперсных агрегатов. Хлорит в этой массе формирует единичные удлиненные лейсты и розетки светло-зеленого цвета. Карбонаты составляют от 1–5 до 10% от общего объема пород. В зависимости от степени гидротермального изменения пород они встречаются в изометричных, микрозернистых или пелитоморфных агрегатах. По данным термического и химического анализов карбонаты представлены доломитом. Углистый материал сосредоточен в отдельных слойках и линзовид-

ных скоплениях вдоль сланцеватости породы. Распределение его неравномерное, как и глобулярных и линейных выделений седиментогенного пирита в виде скрытокристаллической вкрапленности.

Песчаники, в основном полимиктовые, образуют пласты мощностью первые метры или залегают среди алевролитов в виде прослоев мощностью от нескольких миллиметров до 3–5 см. Пласты, как правило, не выдержаны по простиранию и падению, нередко перекрываются алевролитистыми и глинистыми фациями пород. Макроскопически это массивные светло-серые, серые разнозернистые породы местами с прослоями алевроито-глинистого, углисто-глинистого составов. Структура псаммитовая, алевропсаммитовая, катакластическая и др. Текстура массивная, тонкослоистая и т.д. Количество обломочного материала, представленного в основном кварцем с незначительной примесью полевых шпатов, карбоната и слюд, в среднем составляет 70–80%. Цемент песчаников карбонатно-глинистый, местами частично или полностью перекристаллизованный. Литолого-петрографический состав осадочных и метасоматически измененных песчаников отличается в основном количественным соотношением слагающих минералов. Породы сложены кварцем, полевым шпатом, мусковитом, серицитом, хлоритом, карбонатами, пиритом. Кварц — основной породообразующий минерал песчаников — составляет 30–80%, в среднем 50%. Зерна его угловатые и корродированные с многочисленными пелитоморфными включениями. Кроме кластогенного кварца, в породе развиты мелкокристаллические агрегаты этого минерала, а также его вторичные образования в виде тонких прожилков и регенерационных каемок на обломочных зернах. Полевые шпаты образуют таблитчатые или пластинчатые зерна с полисинтетическими двойниками, местами частично или полностью замещены кварц-серицитовым материалом или карбонатами. Слюды, представленные серицитом и мусковитом, в количестве не более 5% от общего состава пород, в межзерновых пустотках образуют тонкие пластинки, бесцветные листочки, часто деформированные, замещают плагиоклазы и глинистую матрицу породы. Встречаются в виде рассеянных чешуек и просечек. Карбонаты наблюдаются не только в цементе в виде микрокристаллических или пелитоморфных зерен, но и образуют отдельные гнезда и прожилки полнокристаллических агрегатов ромбоэдров с отчетливым двойникованием. Углистое вещество преимущественно тонкодисперсных пылевидных частиц или их скоплений занимает до 1–3% объема породы. Пирит встречается в виде кубических кристаллов или мелкокристаллических агрегатов и гнезд.

**Околорудные изменения пород.** Измененные породы мощностью первые метры развиты около зон рудной минерализации. Мощности пород не выдержаны на всем протяжении их развития. Участки с различной степенью интенсивности изменений пород чередуются между собой и характеризуются постепенными переходами.

Наиболее интенсивно серицитизации подвержены глинистые сланцы, алевролитистые и песчаные разновидности пород. В песчаниках этот процесс развивается значительно слабее. Процесс серицитизации проявлен в основном в замещении плагиоклаза мелкочешуйчатými агрегатами серицита. На отдельных участках количество серицита резко возрастает вплоть до образования отдельных прожилков и линзочек.

В породах, вмещающих рудную зону, сульфидизация более интенсивная. Выделяется несколько морфогенетических типов пирита. Метасоматический пирит представлен зернами различных размеров, обычно хорошо ограненными, которые образуют более или менее густую вкрапленность на отдельных участках породы, в приальбандовых зонах и ксенолитах углисто-глинистого материала. Во вмещающих породах преобладает пирит кубической, пентагон-додекаэдрической и глобулярной форм. Кроме того, характерны неправильные прожилкоподобные агрегаты разнозернистых кристаллов.

Окварцевание характерно для пород, вмещающих рудные тела и непосредственно примыкающих к ним. Выделяются две разновидности кварца — жильный и метасоматический. Жильный кварц заполняет многочисленные кварцевые или кварц-карбонатные прожилки различной мощности и конфигурации. Неравномерно распространенный метасоматический кварц представлен мелкими зернами неправильной формы. В зонах интенсивного окварцевания наблюдаются увеличение серицитизации и развитие каолинита.

Карбонатизация во вмещающих околорудно-измененных породах развита неравномерно, местами полностью отсутствует. Наиболее часто выражена в виде единичных мелких гнезд и тонких просечек, а также в ассоциации с метасоматическим кварцем в алевролитах и песчаниках. Карбонаты слагают мелкие аллотриоморфные зерна с неровными границами или мелкие гипидиоморфные выделения ромбоэдров. По составу в основном соответствуют доломитам. В рудных телах карбонат представлен более железистыми разновидностями.

По результатам химических анализов первичных и в различной степени преобразованных алевролитов, сланцев и песчаников видно, что в процессе метасоматоза в породы привносятся K, Mg, FeO,

CO<sub>2</sub>, незначительно перераспределяются Na, Ca. Интенсивность минерализации в метасоматитах определяется главным образом насыщенностью ее пиритом, реже арсенопиритом призматического габитуса.

Таким образом, вмещающие породы месторождения подверглись изменению типа березитизации, причем измененные боковые породы, хотя и неравномерно, но золотоносны. Метасоматические изменения пород выражаются в основном в развитии новообразований метасоматического кварца, гидротермальной сульфидизации, разложении плагиоклазов и замещении их мусковитом-серицитом, карбонатами. Эти процессы наиболее отчетливо проявлены в песчаниках, слагающих всяческое крыло структуры. Прожилково-вкрапленные выделения карбонатов распространены весьма неравномерно. Для алевролитов и глинистых сланцев лежащего крыла наиболее характерны интенсивное развитие углистого вещества, сланцеватость, неравномерное окварцевание и карбонатизация. В милонитах с разной степенью интенсивности проявлены те же процессы, встречаются мелкие просечки и линзочки каолинита или альбита.

Состав и окolorудные изменения пород в рудных столбах I и II несколько схожи. В отличие от рудного столба III в них более интенсивно развиты окolorудное окварцевание и пиритизация золотоносных милонитов. В рудной зоне содержание карбонатной составляющей доходит до 20–30%. Алевролиты с прожилками углистого вещества, серицита, каолинита, карбоната, альбита слагают лежащее крыло структуры. Мелковкрапленная рудная минерализация в окolorудно измененных породах наблюдается в лежащем боку и всячем крыле структуры. В приконтактных с окolorудно-измененными породами участках развиты зоны дробления и смятия, состоящие из метасоматического кварца, прожилков альбита, вторичного карбоната и вкрапленной колчеданной минерализации, тяготеющей к углисто-глинистой массе. Карбонатизированный песчаник с интенсивной сульфидизацией, состоит из карбонатных минералов нескольких генераций, полевого шпата и кварца. В качестве примесей наблюдаются нитеобразные просечки серицита, эпидота, каолинита, единичные зерна альбита.

В рудном столбе III подстилающие рудное тело породы сложены рассланцованными, окварцованными, пиритизированными алевролитами. Сульфидизация развивается по границам углистых стяжений. На контакте с кварцевыми жилами и в окварцованных зонах отмечаются интенсивное дробление и смятие пород (тектониты). Рассланцованные, сульфидизированные, серицитизированные угли-

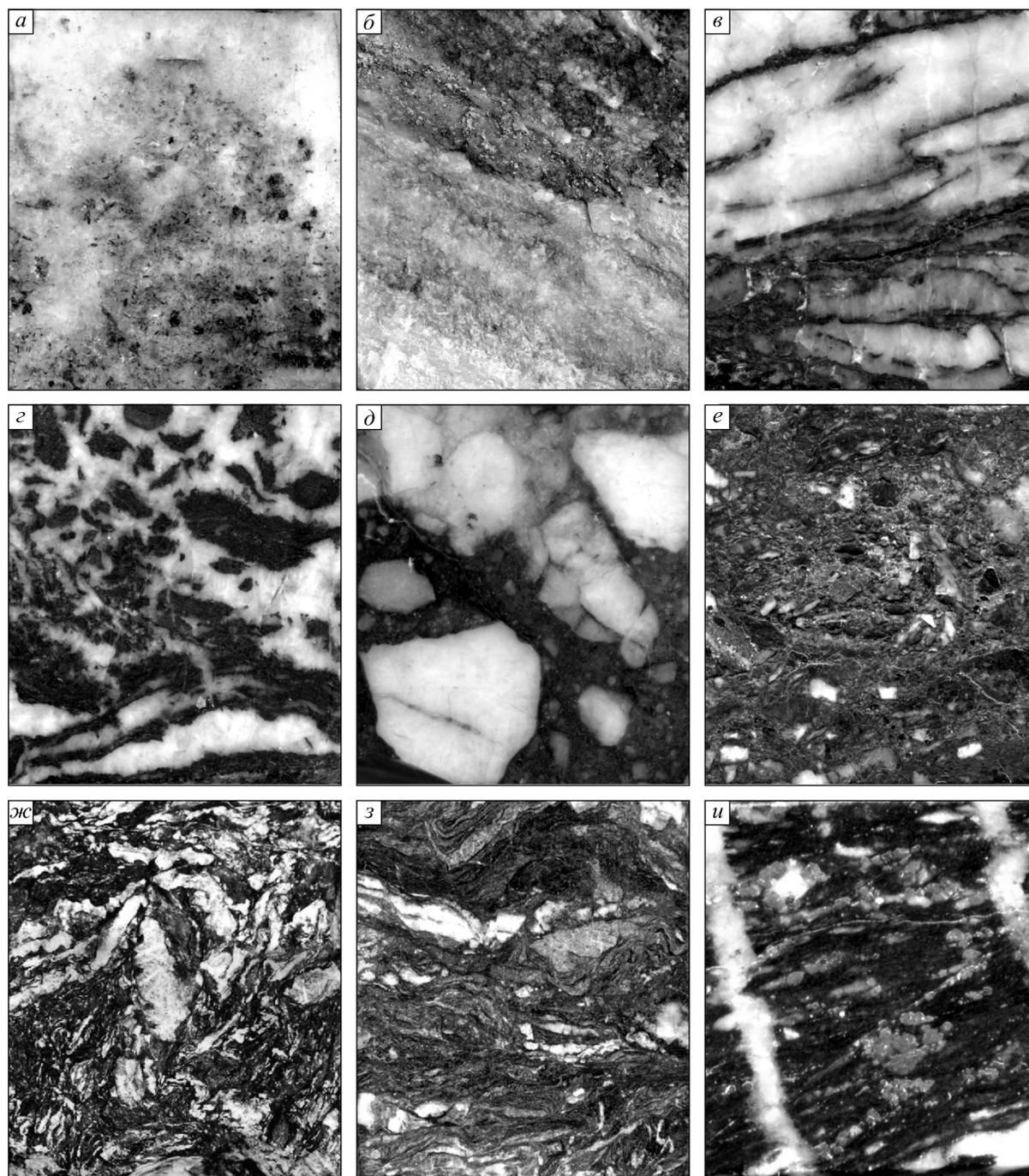
сто-глинистые породы с будинами кварца содержат единичные зерна метасоматического кварца, эпидота, гипса, каолинита, ярозита. Рудные тела представлены милонитами с неравномерной прожилково-вкрапленной сульфидизацией с альбит-кварцевыми линзами и прожилками. Кварц интенсивно катаклазирован в зонах дробления и смятия. Золотоносная рудная минерализация сосредоточена в основном в жилах кварца нескольких генераций. Всяческое крыло структуры представлено окварцованными песчаниками с линзочками метасоматического кварца, тонкими просечками каолинита, чешуйками серицита, единичными зернами эпидота.

#### ***Текстурно-структурные особенности руд.***

Преобладают руды с вкрапленной, прожилково-вкрапленной, полосчатой, массивной, сетчатой и брекчиевой текстурами, встречающимися в различных комбинациях. Прожилково-вкрапленные текстуры кварцево-жилных зон брекчирования и рассланцевания занимают стержневые интервалы минерализованных структур месторождения и связаны с пологими зонами надвиговых нарушений. Описываемые гидротермалиты — наиболее золотоносны. В них присутствует рассеянная вкрапленность сульфидов, серицита и самородного золота.

Руды с вкрапленной текстурой и мелкозернистой структурой (рис. 3, а) связаны с пологими зонами надвиговых нарушений, северо-западными и субширотными крупными тектоническими нарушениями. Наиболее широко их ореолы распространены в северо-западной части месторождения, на глубоких горизонтах рудных столбов I и II. Перспективы прожилково-вкрапленных руд возрастают с глубиной. На глубоких горизонтах рудных столбов I и II отмечаются также гнездово-вкрапленные текстуры руд. В кварцевой составляющей встречается вкрапленность гнезд сульфидов и золота.

Полосчатые текстуры прожилков и жил кварца обусловлены чередованием последнего с полосами среднезернистого карбоната, формируются они путем последовательного приоткрывания трещин. Такие типы текстур с вкрапленностью сульфидов и золота (см. рис. 3, б) связаны со стержневыми жилами в пологих надвиговых, межпластовых зонах и крупных крутопадающих нарушениях северо-западного и субмеридионального простирания. Кроме того, нередко в зальбандах жил массивного кварца обнаруживается полосчатость, вызванная включениями полосок реликтов пелитового материала рассланцованных осадочных пород (см. рис. 3, в). Ореолы руд описываемого текстурно-структурного типа широко развиты на глубоких горизонтах рудных столбов I, II и особенно III.



**Рис. 3. Текстурно-структурные особенности руд месторождения Бадран:**

*a* — вкрапленность самородного золота и сульфидов в кварце; *б* — прожилковая вкрапленность самородного золота в полосчатом типе руды; *в* — полосы и прожилки реликтовых осадочных пород в кварце; *г* — брекчиевидный тип руды; *д* — внутрирудные брекчии «кварца в кварце»; *е* — прожилково-сетчатые и брекчиевидные текстуры руд с участками перекристаллизованного кварца; *ж, з* — гофрированные прожилки метасоматического кварца в минерализованной зоне дробления; *и* — секущие прожилки позднего кварца в рудных метасоматитах

Брекчиевые текстуры (см. рис. 3, *г*) наиболее типичны для гидротермальных образований жил выполнения и связаны с мелкими разрывными на-

рушениями, которые сопряжены с пластами песчаников, реже алевролитов. Они не образуют выдержанных и значительных по размерам ореолов. Спо-

радикально данный тип встречается в рудных столбах I и III. Интервалы брекчиевого строения жил наименее золотоносны.

Важным типоморфным признаком текстур большинства изученных минерализованных зон является наличие внутрирудных брекчий «кварца в кварце». Это обычно брекчиевые и брекчиевидные обломки первичного гипидиоморфнозернистого или частично перекристаллизованного молочно-белого кварца, сцементированные мелкозернистым кварцем темно-серой (до черной) окраски из-за насыщенности пелитовым и углистым веществом, а также сульфидами (см. рис. 3, д). Эти текстурные разновидности руд широко распространены на северо-западном фланге месторождения.

В минерализованных зонах Бадранского месторождения жильные тела в ряде случаев утратили признаки первичных метасоматических текстур в результате хрупких деформаций. Они состоят из сыпучих тонкодиспергированных агрегатов катаклазированного кварца, слабо сцементированного железо-магнезиальными карбонатами. При этом образуются характерные прожилково-сетчатые и брекчиевидные текстуры руд с участками перекристаллизованного кварца (см. рис. 3, е). Показательно, что самородное золото, сульфиды (антимонит, пирротин, блеклые руды и др.) и карбонаты с прочими жильными минералами, выполняющими роль цемента, не несут признаков механических деформаций. Самородное золото, локализованное в рудах с текстурами повсеместного дробления и катаклаза, характеризуется относительно равномерным распределением и пылевидным классом крупности.

На глубоких горизонтах появляются флюидально-плочатые текстуры руды. В сложнопостроенных минерализованных зонах дробления и смятия кварцево-жильные тела линзо- и четковидной морфологии часто повторяют прихотливо изогнутую конфигурацию динамометаморфизованных углисто-глинистых сланцев и алевролитов. С ними, как правило, сопряжены зоны прокварцевания флюидально-плочатой текстуры и гофрированные прожилки кварца, согласные со сланцеватостью вмещающих пород (см. рис. 3, ж, з).

Прожилково-вкрапленные руды содержат метасоматическую вкрапленность высокозолотоносных пирита и арсенопирита. Спорадически в зальбандах карбонат-кварцевых прожилков развиваются пластинки метасоматического антимонита. Нередко прожилки позднего кварца секут рудные метасоматиты (см. рис. 3, и). Концентрация сульфидной серы в рудах колеблется от 0,4 до 3,58%. В рудах преобладают тонкодисперсные формы самородного золота, заключенного в пирите и арсенопирите. Зо-

лотоносность руд прямо пропорциональна сульфидности. С глубиной нарастает интенсивность сульфидизации окolorудно-измененных осадочных пород, что особенно наглядно в районе рудного столба III. Можно констатировать, что на глубоких горизонтах месторождения золотоносность будет связана преимущественно с прожилково-вкрапленными сульфидными рудами.

**Минеральные ассоциации.** Анализ минералого-геохимических и текстурно-структурных особенностей руд, характера их изменения вдоль рудной структуры, а также возрастных взаимоотношений парагенезисов позволяет выделить два этапа минералообразования — гипогенный и гипергенный. Каждому этапу соответствует многостадийное золотое оруденение (таблица).

В первую стадию гипогенного этапа (в основном предрудного метасоматоза) сформированы две взаимосвязанные минеральные ассоциации: высокозолотоносные пирит и арсенопирит в рудовмещающих березитах и арсенопирит-пирит-карбонат-кварцевая в кварцево-жильных зонах. Они распространены почти повсеместно. Отличительная особенность типоморфных минералов первой ассоциации — высокая золотоносность. Арсенопирит (Au до 208 г/т) и пирит (Au до 102 г/т) образуют рассеянную вкрапленность метакристаллов во вмещающих породах. С ними ассоциируют кварц, карбонат и серицит. Арсенопирит-пирит-карбонат-кварцевая ассоциация жильного выполнения по распространенности и количеству — ведущая для данной стадии. Золото представлено обычно идиоморфными кристаллами и комковидными разновидностями. Температуры гомогенизации газовой-жидких включений (ГЖВ) кварца составляют 450–380°C.

Вторая стадия охватывает формирование двух пространственно сопряженных минеральных ассоциаций — халькопирит-сфалерит-альбит-карбонатной и тетраэдрит-серицит-кварцевой, имеющих зональное размещение. Полиметаллическая ассоциация сфалерита, галенита и халькопирита на верхних горизонтах месторождения преимущественно распространена на флангах зоны Надвиговая, с глубиной частота встречаемости данной ассоциации растет и в центральной части рудных столбов. Типоморфными минералами данной ассоциации являются халькопирит, сфалерит, галенит, золото, доломит, альбит. Особенности видового состава карбонатов выявили тесную связь золотого оруденения с ферродоломитом. Ореолы развития ферродоломита — благоприятные показатели золотоносности, особенно прожилково-вкрапленных руд минерализованных зон дробления [2]. Кальцит и частично хлорит развиваются на флангах рудных полей, от-

**Схема последовательности минералообразования месторождения Бадран**

Минералы	Гипогенный этап						Гипергенный этап	
	Минеральные ассоциации							
	Метасоматизм пирита и ар- сенопирита	Арсенопирит- пирит-карбо- нат-кварцевая	Халькопирит- сфалерит-аль- бит-кварцевая	Тетраэдрит- серицит- кварцевая	Серебряно- кварцевая	Антимонит- карбонат- кварцевая	Серно- сульфатная	Оксидная
Золото	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....
Ртутистое золото				.....	.....			
Электрум					.....			
Халькозин							.....	.....
Акантит				.....	.....			
Галенит			.....	.....	.....	.....		
Сфалерит			.....	.....	.....	.....		
Киноварь						.....		
Халькопирит			.....	.....	.....	.....		
Ковеллин							.....	.....
Антимонит							.....	.....
Пирит	oooooo	xxxxxxx	.....	.....	.....	.....	.....	.....
Марказит	.....	.....						
Арсенопирит	xxxxxxx	xxxxxxx	.....	.....	.....	.....	.....	.....
Тетраэдрит			.....	.....	.....	.....		
Фрейбергит				.....	.....	.....		
Бурнонит				.....	.....	.....		
Буланжерит				.....	.....	.....		
Джемсонит				.....	.....	.....		
Рутил	.....	.....						
Кварц	oooooo	oooooo	oooooo	oooooo	oooooo	oooooo	xxxxxxx	xxxxxxx
Полианит								.....
Халцедон					.....	.....		
Гётит								oooooo
Сервантит								oooooo
Кальцит	.....	.....	.....	.....	.....	.....		
Доломит	.....						.....	.....
Церуссит							.....	.....
Малахит							.....	.....
Азурит							.....	.....
Англезит							.....	.....
Гипс							oooooo	oooooo
Эпсомит							.....	.....
Апатит	.....	.....						
Ярозит							xxxxxxx	
Скородит							.....	.....
Турмалин	.....	.....						
Серицит	.....	.....	.....	.....				
Хлорит	.....	.....						
Каолинит								.....
Альбит		.....	.....					
Ортоклаз		.....	.....					
Ютенбогаардит							.....	.....
Температура гомогенизации ГЖВ, °С	450–400	400–380	380–220	220–200	200–150			
Изотопный состав углерода карбонатов		7,82		3,3				
Проба Au, %		656–900	607–920	750–998	553–832		462–998	

Примечание. Минералы: ooo — главные, xxx — распространенные; примеси: .... — постоянная, - - - — спорадическая.

дельных тел и приурочены к незолотоносным или слабозолотоносным гидротермальным образованиям. Самородное золото представлено преимущественно комковидными, реже интерстициальными частицами и псевдокристаллическими формами

выполнения микродрузовых полостей. Температуры гомогенизации газовой-жидких включений кварца составляют 380–220°С.

Тетраэдрит-серицит-карбонат-кварцевая минеральная ассоциация с примесью редких сульфано-

тимонитов, характеризующаяся увеличением потенциала сурьмы и серы, приурочена к центральному наиболее рудоносному интервалу зоны Надвиговая. Типоморфные минералы — сфалерит, тетраэдрит, золото и серицит. Самородное золото имеет интерстициальную, линзовидную, клиновидную, лентовидную и комковидную с ограниченными выступами формы. Температуры гомогенизации газовой-жидких включений в кварце 220–200°C.

В третью стадию формируются впервые выделяемые серебряно-кварцевая и антимонит-карбонат-кварцевая когенетичные минеральные ассоциации, характеризующиеся ограниченным распространением. Серебряная ассоциация с типоморфными минералами фрейбергитом, акантитом, аргентотетраэдритом, низкопробным ртутистым золотом развита локально и имеет подчиненное распространение в рудах жильных столбов месторождения. Спорадические прожилки типоморфного минерала другой ассоциации, антимонита с идиоморфным водяно-прозрачным кварцем и гнездами доломита, занимают секущее положение в отношении ранних парагенезисов. Знаки киновари постоянно обнаруживаются в приповерхностных горизонтах месторождения. С глубиной минерал не отмечается. Самородное золото в данной ассоциации практически не выявлено. Температуры гомогенизации газовой-жидких включений кварца составляют 200–150°C.

К наиболее продуктивным на золото относятся ранняя пирит-арсенопирит-кварцевая с тонкодисперсным золотом, сфалерит-халькопирит-альбит-доломит-кварцевая и тетраэдрит-серицит-кварцевая ассоциации. Высокопродуктивны рудные тела с совмещенными минеральными ассоциациями.

Гипергенное изменение руд связано с минеральными ассоциациями серно-сульфатного и оксидного составов. Ассоциация серно-сульфатного состава широко развита в центральной части рудного поля по зоне Надвиговая. Типоморфными минералами данной ассоциации являются гипс, ярозит, ковеллин и халькозин. Наличие этих минералов в рудах зоны Надвиговая фиксируется до глубины 240 м по падению тела. Гипс в виде тонких прожилков и вкрапленный по цементу в обломочной части пород или по трещинам широко развит и в породах всячего крыла зоны. Ярозит образует неправильные мелкозернистые агрегаты. Отмечаются скородит по арсенопириту и переотложенное самородное золото губчатого строения весьма высокой пробы (997‰).

Значительно интенсивнее развита ассоциация оксидного состава, представленная гётитом, гидрогётитом, малахитом, азуридом, сервантитом и полианитом. Типоморфные минералы этой ассоциации

образуются при замещении пирита, арсенопирита, халькопирита, железо-магнезиального доломита, слюдистых минералов. На глубоких горизонтах из гипергенных минералов присутствуют гидроксиды и оксиды железа, гипс. Впервые в ассоциации с гипергенными минералами и неоднородным ртутистым золотом обнаружен сульфид золота и серебра (Au 18,79–29,26%, Ag 59,24–68,24%, S 8,64–10,36%, сумма 97,47–98,90%), по составу соответствующий минералам группы ютенбогаардтита.

**Типоморфные особенности самородного золота.** Детальное описание самородного золота месторождения приводилось в ранних публикациях авторов [4, 6]. Самородное золото характеризуется сложной морфологией и составом, что соответствует как полигенности, так и нестабильности обстановки его образования. По мере перехода от близповерхностных горизонтов к глубоким морфология самородного золота упрощается. На нижних горизонтах преобладают более простые комковидные формы, в приповерхностных — доминируют золотины цементационного вида, увеличивается количество сложных комковидно-каркасных и комковидно-ячеистых выделений.

Преобладает мелкое и тонкодисперсное самородное золото, доля которого возрастает с глубиной. На глубоких горизонтах частота встречаемости золотин мелкой фракции (0,25–0,75 мм) увеличивается в несколько раз. Мелкое золото концентрируется не только в пределах кварцевой жилы, но и во вмещающих окварцованных милонитах. В рудоносных кварцевых жилах наблюдаются гнездовые скопления золота, а в милонитах — его изометричные зерна.

Проба самородного золота варьирует от 462 до 998‰. Проба золота ранней пирит-арсенопирит-кварцевой жильного выполнения и средней халькопирит-сфалерит-альбит-доломит-кварцевой ассоциаций лежит в пределах 800–899‰. Этим и объясняется преимущественное развитие на месторождении самородного золота средней пробы. Наиболее высокопробным (900–998‰) золотом характеризуется тетраэдрит-серицит-кварцевая ассоциация. Относительно низкопробное золото (<800‰) присуще поздней акантит-фрейбергит-кварцевой ассоциации. С минеральными ассоциациями гипергенного этапа связано золото различной пробы, но преимущественно высокопробное (900–998‰). Вариации пробы самородного золота проявляются как по всему месторождению, так и по отдельным столбам, рудным телам, точкам и в пределах одной золотины. Это свидетельствует о нестабильности физико-химических условий минералообразования. Впервые в самородном золоте месторождения обнаружена

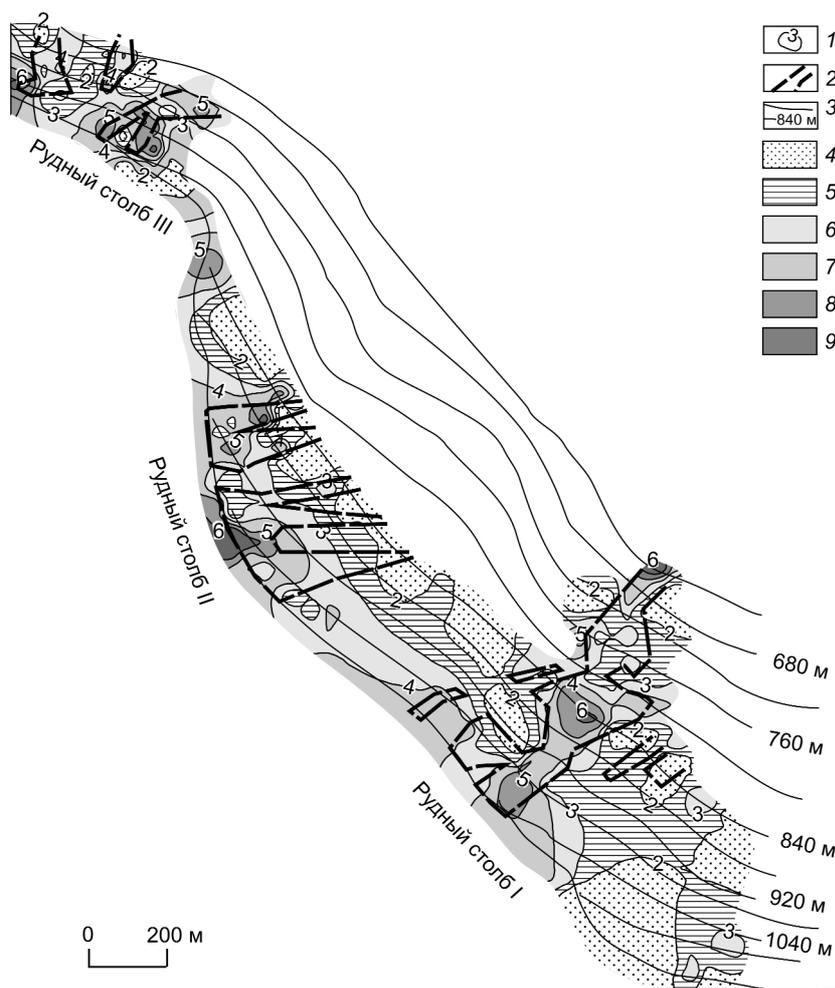


Рис. 4. Аддитивная схема минералого-геохимической зональности месторождения Бадран в плоскости минерализованной зоны Надвиговая:

1 — изолинии минералого-геохимической зональности; 2 — контуры рудных тел; 3 — изогипсы подошвы минерализованной зоны Надвиговая; число совмещенных факторов: 4 — 1, 5 — 2, 6 — 3, 7 — 4, 8 — 5, 9 — 6

примесь ртути. Наиболее ртутоносны поздние низкопробные (400–700‰) разности. По простиранию структуры с запада на восток ореолы высокопробного золота чередуются с ореолами относительно низкопробного. На глубину вариации пробности менее ощутимы, чем по простиранию зоны.

Месторождение Бадран сопровождается рядом крупных аллювиальных россыпей в дренирующих ручьях. По морфологии россыпное золото характеризуется в основном хорошо окатанными комковидными и пластинчатыми формами [12]. Пробность самородного золота по руч. Бадран варьирует от 847 до 927‰, в среднем 892‰, а по руч. Безводный — от 887 до 957‰, в среднем 916‰, что в целом коррелируется с составом рудного золота месторождения.

**Минералого-геохимическая зональность оруденения.** Для рудных тел месторождения характерна волновая минералого-геохимическая зональность. В основу построения аддитивной схемы зональности (рис. 4) положены суммарные показатели минералого-геохимических параметров оруденения, характеризующих отдельные точки месторождения по подземным, открытым горным выработкам и разведочным скважинам: число типоморфных индикаторных минералов (1 — 1–2, 2 — 3–5, 3 — >5); проба самородного золота (1 — <800, 2 — 800–850, 3 — 851–1000‰); коэффициент зональности  $K_3 = \text{Ag-Pb-Ni-Co}$  (1 — 0,1–1, 2 — 1–10, 3 — >10).

Характер распределения показателей зональности выявил хорошую сходимость с геологическими данными. Изолинии зональности достаточно точно

повторяют контуры рудных тел, чутко реагируя на изменение геологической ситуации. Это позволяет по повышению или снижению показателей зональности, форме ореолов, стабильности их значений оконтурить блоки с невысокой продуктивностью, выявить тенденцию выклинивания рудных тел или, напротив, прогнозировать наличие новых продуктивных горизонтов.

Резюмируя вышеизложенное, золоторудное месторождение Бадран можно охарактеризовать следующими главными признаками:

месторождение локализовано в зоне пологого надвига. Большая часть запасов сосредоточена в прожилково-вкрапленных рудах с невысокой золотоносностью (1–5 г/т Au); богатые кварцево-жильные руды (до 50–100 г/т Au) сосредоточены в плоскости надвига и носят столбообразный характер; преобладают руды с вкрапленной, прожилково-вкрапленной, брекчиевой, полосчатой, линзовидной, массивной и сетчатой текстурами, встречающиеся в различных комбинациях;

эндогенное минералообразование осуществлялось в три стадии (установлено шесть минеральных ассоциаций), экзогенное — связано с серносульфатной и оксидной минеральными ассоциациями. С глубиной наблюдается волновая минеральная зональность;

самородное золото характеризуется разнообразием морфологии, мелкими и тонкодисперсными размерами, широкой вариацией пробы (462–998‰, среднее 860‰), контрастной неоднородностью (более 300‰) состава отдельных золотин, присутствием ртути в поздних низкопробных разностях;

околорудные изменения вмещающих терригенных пород представлены метасоматическим окварцеванием, карбонатизацией, серицитизацией и сульфидизацией, в целом формирующими обширные ореолы неравномерной березитизации;

аддитивная схема зональности месторождения, построенная на основе минералого-геохимических факторов контроля оруденения, по существу отражает прогноз перспективных участков рудных столбов.

*Авторы признательны безвременно ушедшему своему учителю В.А.Амузинскому, заложившему основу научных исследований месторождения Бадран. Выражают благодарность геологам ООО Артели старателей «Западная» П.Н.Бабарыкину, Х.И.Тырмакюла, В.В.Зяблицеву, Н.В.Старыгину и Е.В.Бушмакину за предоставленную возможность изучения месторождения, В.М.Суплецову — за критические замечания и полезные советы при написании статьи.*

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Амузинский В.А., Агеев В.А., Анисимова Г.С., Баландин В.А. Бадран // Структурные условия формирования богатых Ag, Au, Sn, Sb и Pb-Zn руд месторождений Якутии. Якутск, 2002. С. 40–64.
2. Амузинский В.А., Борщевский Ю.А., Федчук В.Я., Медведовская Н.И. Изотопно-геохимические особенности эндогенных карбонатов месторождения Бадран // Геология и полезные ископаемые центральной части Главного металлогенического пояса Северо-Востока СССР. Якутск, 1989. С. 91–103.
3. Анисимова Г.С. Минералогические критерии локального прогнозирования золотого оруденения на основе топоминералогического картирования Бадранского рудного поля // Минералого-генетические аспекты магматизма и оруденения Якутии. Якутск, 1993. С. 49–53.
4. Анисимова Г.С. Типоморфные особенности самородного золота Бадранского поля // Геология и тектоника платформ и орогенных областей северо-востока Азии (Материалы совещания). Якутск, 1999. Т. 2. С. 122–125.
5. Анисимова Г.С., Амузинский В.А., Баландин В.А. Сульфидно-кварцевые залежи в пологих разломах — новый тип месторождений золота // Отечественная геология. 1998. № 6. С. 65–70.
6. Анисимова Г.С., Серкебаева Е.С., Кондратьева Л.А. Самородное золото месторождения Бадран // Отечественная геология. 2006. № 5. С. 38–47.
7. Кокин А.В. Минеральные типы золоторудных месторождений Юго-Восточной Якутии // Отечественная геология. 1994. № 8. С. 10–17.
8. Кокин А.В. Структурно-морфологические, минерально-геохимические и литолого-фациальные особенности локализации золотого оруденения в Верхнеиндигирском золотоносном районе // Вестник Госкомгеологии. 2002. № 1. С. 54–66.
9. Неустроев Р.Г. Условия локализации рудных столбов месторождения Бадран (Якутия) // Изв. вузов. Геология и разведка. 2003. № 3. С. 54–57.
10. Неустроев Р.Г. Морфогенетические типы рудных тел месторождения Бадран (северо-восточная Якутия) // Отечественная геология. 2003. № 3. С. 33–38.
11. Попов А.Л. Зональность золоторудного месторождения Бадран (Восточная Якутия) // Колыма. 1994. № 3. С. 24–28.
12. Скрябин А.И. Особенности горизонтальной зональности золоторудных узлов. — Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1978.
13. Фридовский В.Ю. Сдвиговые дуплексы месторождения Бадран (северо-восток Якутии) // Изв. вузов. Геология и разведка. 1999. № 3. С. 60–65.
14. Яновский В.М. Рудоконтролирующие структуры терригенных миогеосинклиналей. — М.: Недра, 1990.

УДК 552.321.5:553.491.4'8 (470.21)

© П.В.Припачкин, Т.В.Рундквист, 2008

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ПЛАТИНОНОСНОСТЬ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ МАССИВА ПРЕДГОРИЙ ВУРЭЧУАЙВЕНЧ (МОНЧЕГОРСКИЙ КОМПЛЕКС, КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)

П.В.Припачкин, Т.В.Рундквист (Геологический институт КНЦ РАН)

*В раннепротерозойском мафитовом массиве предгорий Вурэчуайвенч (МВ) изучены структуры пород, морфология и химический состав амфиболовых псевдоморфоз по пироксенам, что позволило определить типы кумулатов для пород юго-западной части массива и выявить детали его строения. Сульфидная и платинометальная минерализация локализована на двух уровнях в верхней расслоенной части разреза. Содержание суммы платиноидов и золота достигает 3–4 г/т. Нижняя часть разреза монотонна, практически не содержит сульфидной и платинометальной минерализации и отделена от верхней горизонтом тонкозернистых метагаббро. Данный горизонт является своеобразным маркером, разделяющим рудосодержащую и безрудную толщи.*

Мончегорский ультрамафит-мафитовый расслоенный комплекс, расположенный в центральной части Кольского полуострова, представляет собой сложное многофазное интрузивное образование. Массив предгорий Вурэчуайвенч находится в зоне юго-восточного контакта Мончегорского комплекса с раннепротерозойской палеорифтовой структурой Имандра-Варзуга (рис. 1). В настоящее время большинство исследователей рассматривают массив, сложенный преимущественно метагаббро-норитами, как верхнюю, наиболее лейкократовую часть разреза массива Нюд-Поаз. Возраст габбро-анортозитов МВ, определенный U-Pb методом, составляет  $2497 \pm 21$  млн. лет, норитов массива Нюд-Поаз —  $2497 \pm 7$  млн. лет [7].

Мончегорский район Кольского полуострова долгое время изучался как источник крупных сульфидных медно-никелевых месторождений. Высокие содержания элементов платиновой группы (ЭПГ) в рудах Мончегорского комплекса известны с 30-х годов. Однако первые описания платиновой и палладиевой минерализации датированы 1960–1970 гг. и только в 1980–1990 гг. Мончегорский комплекс был охарактеризован геологами Центрально-Кольской экспедиции (ЦКЭ) как платиноносный. В 1990–2000 гг. изучение ЭПГ-минерализации в Мончегорском районе возобновилось в рамках тесной кооперации геологических компаний и научных организаций: ЦКЭ, Кольская горно-металлургическая компания (КГМК), ОАО «Пана» и Геологический институт КНЦ РАН. В

результате данных работ МВ признан одним из наиболее перспективных платинометаллических объектов Кольского региона [6]. В настоящее время геологоразведочные работы продолжаются на всей площади массива. Авторами в рамках совместного проекта ЦКЭ, КГМК, ОАО «Пана» и Геологического института КНЦ РАН изучен юго-западный фрагмент МВ.

Массив предгорий Вурэчуайвенч слабо обогащен, а его породы интенсивно метаморфизованы. Поэтому основными методами исследования стали геофизическая съемка, анализ керн буровых скважин и ограниченные объемы геологического картирования. На рассматриваемом участке распространены сильно метаморфизованные габбро-нориты и лейкогаббро, которые предположительно вытягиваются в виде слоев или линз, согласных с общим простиранием массива (рис. 2). С лейкократовыми габбро в северной части участка связана сульфидная и платинометальная минерализация (пробы 4066 и 4063 в табл. 3).

Результаты бурения позволили детализировать строение МВ. Из керн скважин отобраны образцы и изготовлены петрографические шлифы, причем в интервалах неоднородных пород образцы отбирались через каждый метр. Породы массива в основном представлены мелко- и среднезернистыми разновидностями. Они состоят из минералов группы эпидота (тонкозернистый сосюритовый агрегат по плагиоклазу), отдельных фрагментов реликтового плагиоклаза, амфиболов тремолит-актинолитового ря-

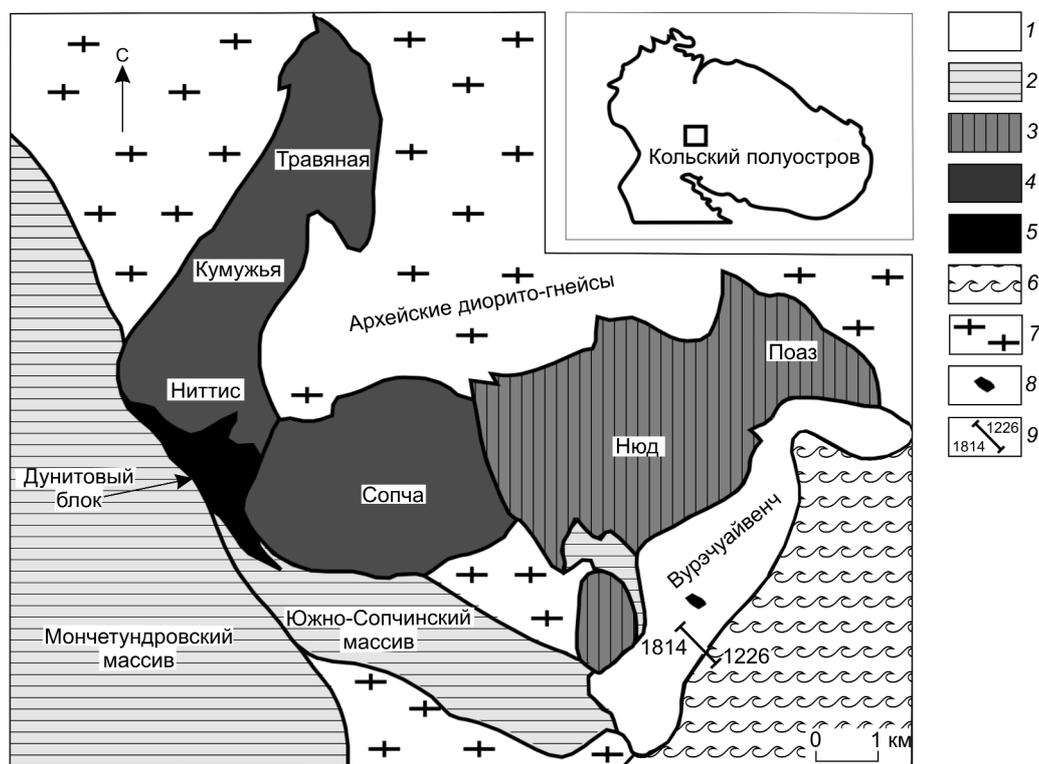


Рис. 1. Схема геологического строения Мончегорского района:

породы: 1 — вулканогенно-осадочные зоны Имандра-Варзуга, 2 — габбро-нориты, анортозиты, лейкогаббро массива предгорий Вурэчуайвенч, 3 — нориты, пироксениты, габбро-нориты, лейкогаббро Мончетундровского и Южно-Сопчинского массивов, 4 — нориты, габбро-нориты массива Нюд-Поаз, 5 — перидотиты, пироксениты массивов НКТ и Сопча, 6 — дуниты, 7 — диориты; 8 — детализированный участок; 9 — линия разреза

да, хлорита и кварца. Карбонаты, оксиды железа, лейкоксен и сульфиды присутствуют в незначительных количествах. Реликты зерен пироксена очень редки, что значительно затрудняет выделение типов кумулатов. Однако примерно в 70% шлифов можно наблюдать бластогипидиоморфнозернистую или бластогаббровую структуры, выраженные в виде сочетания амфиболовых псевдоморфоз и сосюритового агрегата.

В 13 образцах из скважин 1803, 1811, 1812, 1813, 1814 выполнен микрондовый анализ фрагментов зерен плагиоклаза. В девяти случаях плагиоклаз (An) представлен лабрадором (56–69%), в двух — андезином (32–46%), еще в двух — метаморфогенными плагиоклазами — олигоклазом (21–22%) и альбитом (1–3%).

В породах МВ нами выявлено два морфологических типа амфиболовых псевдоморфоз (рис. 3, а, в). Псевдоморфозы первого типа представлены однородными кристаллами амфибола с углами погасания ( $CNg$ ) ~13–19°, второго — агрегатами параллельных игольчатых кристаллов (ширина индивидов 0,001–0,003 мм) с  $CNg$  в отдельных кристаллах

от 0 до 10°. Основываясь на этих структурных наблюдениях, авторы пришли к выводу, что гомогенные псевдоморфозы сформированы по авгиту, тогда как образования второго типа замещали энстатит. Микрондовый анализ амфиболов из псевдоморфоз двух типов (табл. 1) показал, что амфиболы принадлежат к ряду тремолита–актинолита [4]. Однако между двумя типами амфиболов имеются небольшие, но существенные различия. Актинолит по энстатиту (АЭ) содержит больше  $SiO_2$  (55,44–55,91%) по сравнению с актинолитом по авгиту (АА) (54,54–55,52%). Содержание  $Al_2O_3$  в АЭ ниже, чем в АА (0,85–1,34 и 1,90–1,92% соответственно). Отношение  $Al/Si$  свидетельствует о значительном различии между этими минералами в распределении  $Al$  в формульных группах «Т» и «С+D». Содержание  $Na_2O$  в АЭ очень низкое (0,00–0,099%), немного выше оно в АА (0,11–0,12%). Небольшие количества  $TiO_2$  и  $K_2O$  установлены только в АА. Дефицит в формульной группе «А» более явный в АЭ. Тонкие различия в составе двух морфологических разновидностей актиноли-

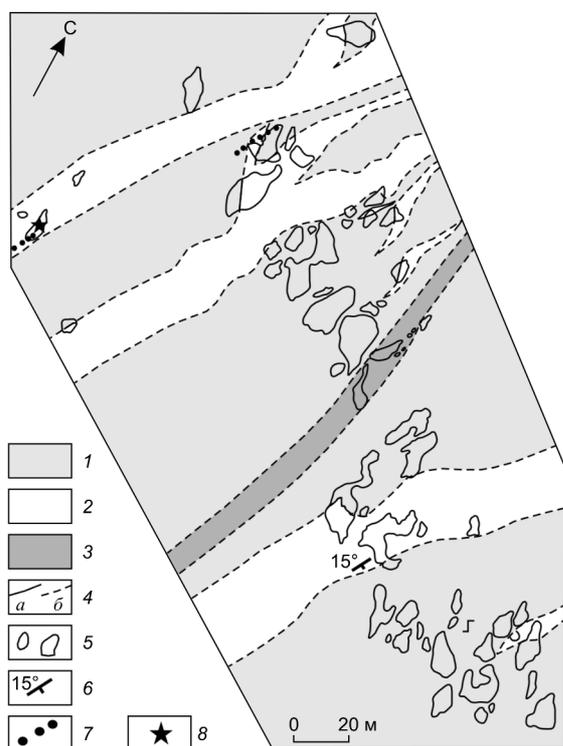


Рис. 2. Схема геологического строения детализированного участка (см. рис. 1):

породы: 1 — метагаббро-нориты, 2 — металеюгаббро-метаанортозиты, 3 — габбро-долериты; 4 — геологические границы (а — установленные, б — предполагаемые); 5 — контуры коренных обнажений и элювиальных развалов; 6 — элементы залегания расчлененности; 7 — сульфидная и ЭПГ-минерализация; 8 — точка взятия образцов 4063 и 4066 (см. табл. 3)

та подтвердили предположение о том, что амфиболовые псевдоморфозы двух типов соответствуют различным пироксенам — ромбическому и моноклинному.

Изучение амфиболовых псевдоморфоз позволило определить типы кумулатов среди сильно метаморфизованных габброидов МВ. Среди метагабброидов МВ обнаружены энстатит-авгит-плаггиоклазовые (габбро-нориты), плаггиоклазовые (лейкогаббро и анортозиты) и плаггиоклаз-энстатитовые (нориты) кумулаты (рис. 4). Результаты полного химического анализа представительных образцов главных разновидностей пород приведены в табл. 2, точки отбора образцов отмечены на рис. 4. Все породы МВ в целом близки по составу в отношении наиболее распространенных элементов. Анортозиты и лейкогаббро (анализы 5 и 6) характеризуются более высокими содержаниями  $Al_2O_3$ ,  $Na_2O$  и  $K_2O$  и более низкими —  $MgO$ . В сравнении с другими породами метанориты (анализ 7)

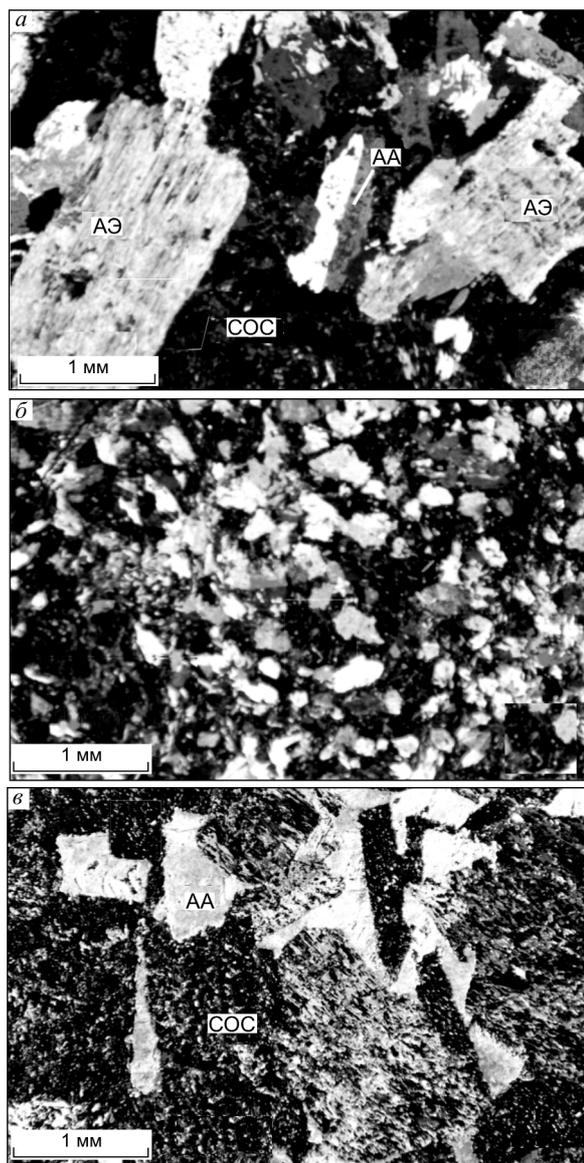


Рис. 3. Типы кумулатов массива предгорий Вурэчай-венч:

фотографии шлифов, николи скрещены: а — габбро-норит (плаггиоклаз-авгит-энстатитовый кумулат), б — тонкозернистое габбро (плаггиоклаз-авгитовый кумулат), в — лейкогаббро (плаггиоклазовый кумулат с интеркумуляным авгитом); АА — актинолит по авгиту, АЭ — актинолит по энстатиту, СОС — соссурит по плаггиоклазу

характеризуются несколько пониженными содержаниями СаО.

При петрографическом изучении шлифов из керна скважин 1813, 1803 обнаружена своеобразная породная разновидность — тонкозернистое метагаббро (авгит-плаггиоклазовый кумулат) (см. рис. 3, б). В дальнейшем аналогичная порода была выявлена в скв. 1801 и в архивных шлифах скв. 1226

1. Результаты микронзондового анализа актинолитов из пород массива предгорий Вурэчуайвенч

Компоненты	Скв. 1812			
	Глубина 149,0 м		Глубина 153,3 м	
	1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	55,518	55,910	54,546	55,440
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,896	0,855	1,918	1,306
TiO <sub>2</sub>	0,311	0,000	0,092	0,000
MgO	17,683	18,201	17,122	17,650
FeO	8,817	7,863	9,187	8,777
MnO	0,244	0,215	0,236	0,262
CaO	13,106	13,241	12,821	12,956
K <sub>2</sub> O	0,045	0,000	0,024	0,000
Na <sub>2</sub> O	0,122	0,000	0,112	0,099
Итого	97,742	96,285	96,058	96,490
Формульные количества в пересчете на 23 O				
Ca		0,022		
Na	0,016		0,007	
K	0,008		0,004	
<b>Σ A</b>	<b>0,024</b>	<b>0,022</b>	<b>0,011</b>	
Ca	1,982	2,000	1,976	1,983
Na	0,018		0,024	0,027
<b>Σ B</b>	<b>2,000</b>	<b>2,000</b>	<b>2,000</b>	<b>2,000</b>
Mg	3,720	3,866	3,672	3,758
Fe <sup>+2</sup>	1,040	0,937	1,105	1,048
Mn	0,029	0,026	0,029	0,032
Al <sup>VI</sup>	0,182	0,111	0,181	0,138
<b>Σ C+D</b>	<b>4,971</b>	<b>4,940</b>	<b>4,987</b>	<b>4,976</b>
Si	7,834	7,967	7,846	7,918
Ti	0,033		0,010	
Al <sup>IV</sup>	0,133	0,033	0,144	0,082
<b>Σ T</b>	<b>8,000</b>	<b>8,000</b>	<b>8,000</b>	<b>8,000</b>

Примечание. Анализы выполнены на микронзондовом анализаторе «Самеса MS-46» Е.Э.Савченко. Псевдоморфозы: 1, 3 — по авгиту, 2, 4 — по энстатиту. В обр. 1812 (149,0 м) определен лабрадор, An=59,5–63,7%, в обр. 1812 (153,3 м) — лабрадор, An=61,1–62,0%.

из коллекции ЦКЭ. Мощность горизонта тонкозернистого габбро колеблется от 29 до 50 м. При построении схематического геологического разреза по линии скв. 1814 – скв. 1226 выяснилось, что горизонт тонкозернистого габбро разделяет разрез MB на две части — верхнюю и нижнюю (рис. 5). Верхняя часть интрузии представлена чередованием мелко-среднезернистых мезократовых метагаббро-норитов с отдельными слоями и линзами металекогаббро и метаанортозитов, иногда с пятнистой текстурой. Линза метаноритов выделена только в скв. 1812. Простираение и мощность слоев лейкогаббро и пятнистых анортозитов изменчивы, что предполагает их линзовидную форму и сложную

2. Химический состав пород массива предгорий Вурэчуайвенч, мас. %

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	49,25	50,76	52,88	50,9	50,78	51,61	51,9
TiO <sub>2</sub>	0,94	0,14	0,08	0,07	0,12	0,15	0,12
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,32	15,93	17,8	15,98	21,06	22,79	15,73
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,022	0,077	0,022	0,035	0,018	<0,005	0,019
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,064	<0,025	<0,025	0,03	0,028	<0,025	<0,025
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,47	1,7	0,98	1,09	1,37	1,75	1,71
FeO	7,49	3,87	4,08	4,09	2,91	2,26	5,31
MnO	0,19	0,12	0,11	0,12	0,08	0,06	0,14
MgO	6,5	10,56	8,19	10,47	5,46	3,54	10,09
CaO	10,54	10,81	10,51	12,14	10,39	12,11	8,56
Na <sub>2</sub> O	0,47	1,65	1,51	1,42	3,5	2,03	1,43
K <sub>2</sub> O	0,02	0,24	0,11	0,1	0,29	0,7	0,13
H <sub>2</sub> O	4,55	3,74	3,15	3,58	3,01	3,15	4,39
F	0,016	0,006	0,006	0,006	0,005	0,007	0,006
Cl	0,006	0,007	0,007	0,007	0,005	<0,004	0,013
Cu	0,01	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	0,006	0,006
Ni	0,01	0,03	0,02	0,03	0,01	0,01	0,03
Co	<0,01	0,01	<0,01	0,01	<0,01	<0,01	<0,01
CO <sub>2</sub>	0,84	0,16	0,25	0	0,51	0	0,09
S	0,14	0,01	0,02	0,01	0,01	0	0,01

Примечание 1 — габбро-норит из верхней части разреза, скв. 1811 (157,7 м); 2 — то же, из нижней части разреза, скв. 1814 (96,7 м); 3 — тонкозернистое габбро, скв. 1803 (132,7 м); 4 — то же, скв. 1813 (25,7 м); 5 — анортозит из верхней части разреза, скв. 1811 (214,1 м); 6 — лейкогаббро из верхней части разреза, скв. 1812 (64,5 м); 7 — норит из верхней части разреза, скв. 1812 (180,8 м). Точки отбора образцов из скважин 1811, 1812, 1803 показаны на рис. 4.

морфологию. Таким образом, верхняя часть интрузии это расслоенный горизонт, который полого падает на юго-восток. Нижняя часть разреза MB, напротив, монотонна. В ней отмечены лишь редкие линзы габбро-норитов с пойкилоофитовой структурой. В скв. 1226 до глубины 636 м наблюдается типичный разрез массива Вурэчуайвенч, на глубине 636,0 м зафиксирована четырехметровая зона дробления и милонитизации, ниже которой состав пород резко меняется: в нижней части разреза преобладают нориты (энстатит-плагиоклазовые кумулаты), сходные с норитами массива Нюд-Поаз, на забое скважины развиты пироксениты (энстатитовые кумулаты) (см. рис. 5).

Разделение разреза MB на две части подчеркивается тем фактом, что верхняя часть минерализована, а нижняя — практически безрудна. Сульфидная минерализация установлена на десяти уровнях (скважины 1801–1803 и 1811–1813). Два из них

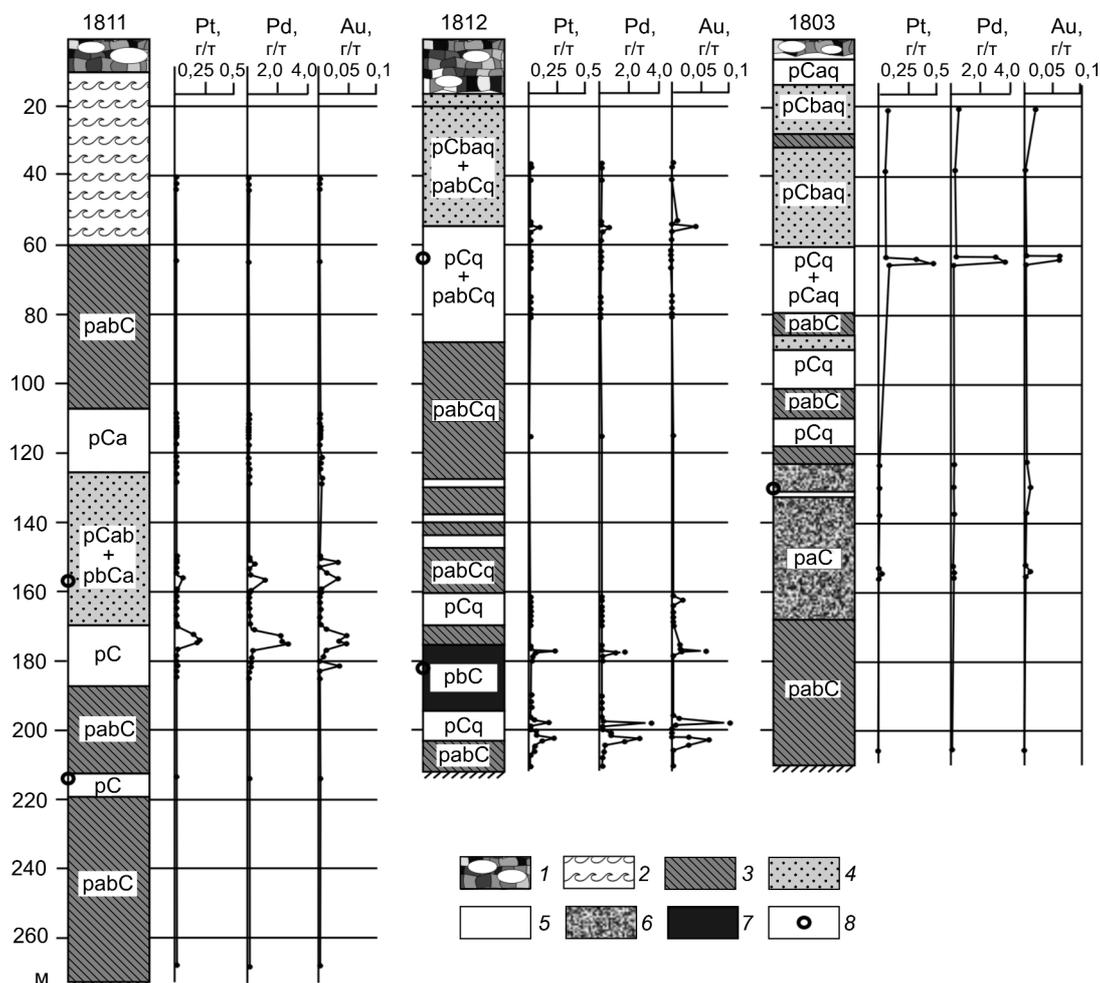


Рис. 4. Распределение содержаний Pt, Pd и Au в скважинах 1811, 1812 и 1803 массива предгорий Вурэчуайенч:

1 — моренные отложения; 2 — вулканыты зоны Имандра-Варзуга; породы массива: 3 — метагаббро-нориты, 4 — пойкилитовые метагаббро-нориты, 5 — металеикогаббро, 6 — тонкозернистое метагаббро, 7 — метанориты; 8 — точки отбора образцов для полного химического анализа (см. табл. 2); состав кумулатов: pabC — плагиоклаз-авгит-энстатитовый, paC — плагиоклаз-авгитовый, pCa — плагиоклазовый с интеркумулусным авгитом, pCab — плагиоклазовый с интеркумулусными авгитом и энстатитом, pbCa — плагиоклаз-энстатитовый с интеркумулусным авгитом, pC — плагиоклазовый, pCq — плагиоклазовый с интеркумулусным кварцем, pabCq — плагиоклаз-авгит-энстатитовый с интеркумулусным кварцем, pCbaq — плагиоклазовый с интеркумулусными энстатитом, авгитом и кварцем, pCaq — плагиоклазовый с интеркумулусными авгитом и кварцем

(верхний и нижний) характеризуются повышенными концентрациями ЭПГ (табл. 3) и прослеживаются далее по падению (см. рис. 5). Верхний уровень пересечен скважинами 1811 и 1812, подстилается метаанортозитами и перекрывается неравномерно-зернистыми мезократовыми метагаббро-норитами. Сульфидная и связанная с ней ЭПГ-минерализация фиксируется вдоль верхнего контакта анортозитового слоя. Нижний уровень (пересечен скважинами 1226, 1811, 1812, 1801) локализован в среднезернистых метагаббро-норитах и метаноритах с многочисленными маломощными (1–10 м) линзами метаанортозитов. Содержания ЭПГ+Au

достигают здесь 3–4 г/т (см. табл. 3). Нижний уровень выходит на поверхность в серии обнажений (см. рис. 2) и прослеживается по простираанию на 150 м [6, 10]. Мощность зоны сульфидной минерализации 1–3 м. Оба описанных уровня имеют пологое юго-восточное падение, согласное с общим падением пород.

Сульфидная минерализация (содержание сульфидов 0,5–1, редко до 3–5%) распределена в породах неравномерно и варьирует по размерам зерен (в основном <0,1 мм). Границы зерен сульфидов ксеноморфны. Сульфидные жилы и гнезда (2–3 мм) менее распространены. Зерна сульфидов приурочен-

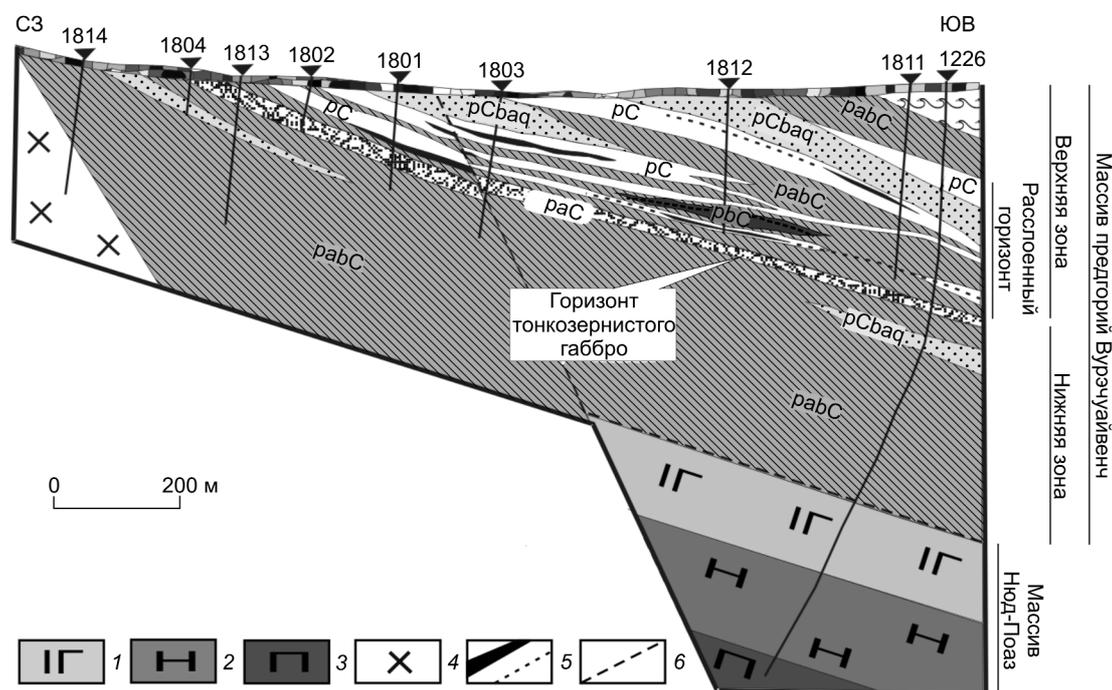


Рис. 5. Геологический разрез по линии скважин 1814–1226 (см. рис. 1):

породы подстилающего массива: 1 — габбро-нориты, 2 — нориты, 3 — пироксениты; 4 — диориты; 5 — сульфидная и ЭПГ-минерализация; 6 — разрывные нарушения; остальные усл. обозн. см. рис. 4

ны в основном к границам между агрегатами вторичных силикатов. Сульфидная минерализация МВ представлена несколькими парагенетическими ассоциациями. По данным Т.Л.Гроховской [1, 5, 8], ассоциация миллерит+халькопирит+(пентландит±пирротин±пирит) наиболее благоприятна для ЭПГ, которые представлены как минеральными фазами, так и твердыми растворами в сульфидах и сульфидарсенидах Fe, Ni и Co. К минералам платиновых металлов относятся арсениды, висмутотеллуриды Pd и, реже, сперрилит, холлингуртит, ирарсит, мөншиковит, изомертиит.

Приведенные данные показывают, что МВ состоит из двух зон, существенно различающихся петрографически. Нижняя монотонная габбро-норитовая зона практически не содержит сульфидной и ЭПГ-минерализации. Верхняя зона расслоена, состоит из чередования габбро-норитов, норитов, анортозитов и вмещает сульфидную и связанную с ней ЭПГ-минерализацию. Различие в петрографии и распределении минерализации между верхней и нижней частями разреза МВ, возможно, указывает на их формирование из двух отдельных порций магматического расплава. Следует подчеркнуть, что две части разреза разделены горизонтом тонкозернистого габбро. С определенной долей вероят-

ности можно полагать, что этот слой представляет собой зону закалки магмы второго импульса, тогда как верхняя часть массива кристаллизовалась из первой порции расплава. Как уже упоминалось, уровни с ЭПГ-минерализацией протягиваются далее в северо-восточную часть массива.

Необходимо отметить, что ЭПГ-минерализация в МВ принадлежит к так называемому «стиллутерскому типу» [2]. Достаточно тесная аналогия может быть прослежена в строении МВ и хорошо изученного Западно-Панского массива Кольского полуострова [3, 9]. Оба массива представлены плитообразными телами, сложенными габбро-норитами. В Западно-Панском массиве локализованы платиноносные рифы — Южный в верхней части разреза и Северный в нижней. Оба рифа приурочены к расслоенным горизонтам с чередованием габбро-норитов, норитов, лейкогаббро и анортозитов. И хотя расслоенная верхняя часть МВ демонстрирует меньшее разнообразие состава чередующихся слоев, данный массив также может считаться одним из перспективных ЭПГ-содержащих объектов Кольской платинометальной провинции.

Авторы благодарят коллег по совместному проекту из ОАО «Пана», КГМК, ЦКЭ и Геологического института КНЦ РАН, а также Е.Э.Савченко

## 3. Содержания химических элементов в породах массива предгорий Вурэчуайвенч

Скважины	Интервал, м		Pt	Pd	Rh	Au	Ni	Cu	Co	S
	от	до	г/т			мас. %				
1811	149,4	150,7	<0,05	0,06		<0,02	0,01	0,01	0,002	
	150,7	152,0	<0,05	0,30		0,03	0,02	0,04	0,003	
	152,0	153,6	<0,05	<0,02		<0,02	0,02	0,01	0,005	
	153,6	155,4	<0,05	0,10		<0,02	0,01	0,01	0,004	
	155,4	156,7	0,06	1,00		0,03	0,05	0,08	0,006	
	158,7	159,9	<0,05	<0,02		<0,02	0,01	0,01	0,004	
	159,9	160,0	<0,05	<0,02		<0,02	0,01	0,01	0,001	
	160,0	162,0	<0,05	<0,02		<0,02	0,01	0,01	0,003	
	162,0	164,0	<0,05	<0,02		<0,02	0,01	0,01	0,003	
	164,0	166,2	<0,05	<0,02		<0,02	0,01	0,01	0,003	
	166,2	168,2	<0,05	0,03		<0,02	0,01	0,01	0,003	
	168,2	169,6	<0,05	<0,02		<0,02	0,01	0,01	0,002	
	169,6	171,4	<0,05	0,04	<0,02	<0,02	0,01	0,01	0,001	0,02
	171,4	173,4	0,14	1,94	0,02	0,04	0,16	0,16	0,003	0,21
	173,4	174,6	0,19	2,04	0,03	0,03	0,17	0,17	0,006	0,28
	174,6	175,8	0,17	2,34	0,03	0,04	0,18	0,34	0,006	0,45
	175,8	177,5	<0,05	0,06	<0,02	<0,02	0,02	0,01	0,001	0,02
177,5	179,1	<0,05	0,10		<0,02	0,04	0,05	0,004		
179,1	180,7	<0,05	0,10		<0,02	0,01	0,01	0,002		
180,7	182,2	<0,05	0,10		0,03	0,02	0,04	0,003		
1803	20,5	21,4	0,07	0,47	<0,02	0,02				
	38,2	39,4	0,05	0,38	0,02	<0,02				
	64,9	65,3	0,05	0,37	0,02	<0,02	0,033	0,017	0,002	
	65,3	65,8	0,34	3,00	<0,02	0,06	0,30	0,36	0,005	
	65,8	66,4	0,46	3,65	0,21	0,06	0,31	0,31	0,006	
66,4	66,9	0,07	0,30	<0,02	<0,02					
1812	54,4	54,9	0,07	0,56	<0,02	0,04	0,03	0,02	0,008	
	175,8	176,6	<0,05	<0,02		<0,02	0,01	0,01	0,003	
	176,6	177,7	<0,05	0,06		<0,02	0,01	0,01	0,002	
	177,7	177,8	<0,05	1,60	0,04	0,06	0,10	0,15	0,005	
	177,8	178,3	<0,05	1,00		<0,02	0,04	0,03	0,004	
	197,6	198,1	<0,05	0,12	<0,02	<0,02	0,03	0,03	0,002	0,02
	198,1	199,1	0,16	3,69	0,02	0,10	0,30	0,24	0,008	0,58
	199,1	200,0	<0,05	0,05	<0,02	<0,02	0,01	0,03	0,004	0,16
	200,0	200,7	<0,05	0,08	<0,02	<0,02	0,01	0,01	0,002	0,03
	200,7	201,8	0,05	0,72	<0,02	<0,02	0,06	0,10	0,004	0,12
	201,8	202,7	0,06	0,73	<0,02	<0,02	0,15	0,15	0,06	0,10
	202,7	203,5	0,20	2,60	0,03	0,03	0,23	0,24	0,005	0,36
203,5	204,6	0,11	1,73	0,02	0,06	0,20	0,30	0,005	0,23	
204,6	206,1	<0,05	0,12	<0,02	0,03	0,06	0,05	0,006	0,04	
206,1	207,6	<0,05	0,13	<0,02	<0,02	0,05	0,04	0,006	0,02	
Образцы с поверхности (см. рис. 2)	4066		0,30	4,33	0,08	<0,02	0,36	0,51	0,024	1,56
	4063		0,025	0,87	0,02	0,03	0,14	0,23	0,016	0,22

за проведение микрозондовых анализов амфиболов.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта НШ–5123.2008.5 (школа академика Ф.П.Митрофанова).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гроховская Т.Л., Лапутина И.П. Платиновая минерализация некоторых расслоенных интрузивов Кольского полуострова // Никеленосность базит-гипербазитовых комплексов Карело-Кольского региона. Апатиты, 1988. С. 69–73.
2. Додин Д.А., Чернышов Н.М., Полферов Д.В., Тарновецкий Л.Л. Платинометалльные месторождения мира. Т. 1. – М.: Геоинформмарк, 1994.
3. Латыпов Р.М., Чистякова С.Ю. Механизм дифференциации расслоенного интрузива Западно-Панских тундр. – Апатиты: КНЦ РАН, 2000.
4. Номенклатура амфиболов: Доклад Подкомитета по амфиболам Комиссии по новым минералам и названиям минералов Международной минералогической ассоциации (КНМНМ ММА) // ЗВМО. 1996. Ч. 126. Вып. 6. С. 82–102.
5. Платинометалльная минерализация в габроноритах массива Вурэчуайвенч, Мончегорский плутон (Кольский полуостров, Россия) / Т.Л.Гроховская, Г.Ф.Бакаев, Е.П.Шелепина и др. // Геология рудных месторождений. 2000. Т. 42. № 2. С. 147–161.
6. Припачкин П.В., Костенко Л.С. Платинометалльные объекты расслоенных зон субширотной ветви Мончеплутона: геология и особенности локализации ЭПГ-оруденения // Новые данные по геологии и полезным ископаемым Кольского полуострова. Апатиты, 2005. С. 85–95.
7. Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение. Ч. 1. – Апатиты: КНЦ РАН, 2004.
8. Рудная платинометалльная минерализация в расслоенном Мончегорском магматическом комплексе (Кольский полуостров, Россия) / Т.Л.Гроховская, Г.Ф.Бакаев, В.В.Шолохнев и др. // Геология рудных месторождений. 2003. Т. 45. № 4. С. 329–352.
9. Mitrofanov F., Korchagin A., Dudkin K., Rundkvist T. Fe-dorov-Pana Layered Mafic Intrusion (Kola Peninsula, Russia): Approaches, Methods, and Criteria for prospecting PGEs // Exploration for Platinum-Group Element Deposits. Mineralogical Association of Canada, Short Course. 2005. Ser. 35. Chapter 15. P. 343–358.
10. Pripachkin P., Kostenko L., Rundkvist T. The localization of PGE- mineralization in the Vurechuaivench Member of the 2.5 Ga Monchegorsk Mafic Layered Complex (Kola Peninsula, Russia) based on cumulus stratigraphy // 10<sup>th</sup> International Platinum Symposium «Platinum-Group Elements – from Genesis to Beneficiation and Environmental Impact», August 8–11, 2005, Oulu, Finland, Extended Abstracts, Geological Survey of Finland, ESPOO 2005. P. 537–539.

# ДИСКУССИИ

---

УДК 681.3.06:553.43/48

© А.И.Кривцов, 2008

## МЕТОДИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ РУДОНАКОПЛЕНИЯ В СУЛЬФИДНО-СИЛИКАТНЫХ РАСПЛАВАХ\*

А.И.Кривцов (ЦНИГРИ Роснедра МПР России)

Исследования по моделированию рудообразующих систем были начаты в ЦНИГРИ в 1995–1996 гг. в рамках межведомственной программы «Геомодель» и гранта J9G 100 МНФ (ISF) и продолжают в настоящее время по внутреннему плану научно-исследовательских работ института. В качестве основных объектов исследований магматогенных систем выбраны рудоносные интрузивы Норильского экономического района, в первую очередь, Талнахский интрузив, который детально изучен, обладает уникальной по масштабам сульфидноносностью и охарактеризован в ряде работ [6, 8, 9].

Задачами моделирования, по сути имитационного, являются воспроизведение места и масштаба накопления рудного вещества, его распределения по латерали и вертикали с оценкой интенсивности, выявление рудной и минеральной зональности. Кроме этого, в процессе таких исследований формируются требования к компьютерному моделированию и возможные технологии.

Часть результатов начальной стадии исследований опубликована ранее в работах теоретического и методического содержания [2, 4 и др.]. Позднее продолжались совершенствование методологии моделирования и разработка компьютерных технологий его реализации [1, 7].

Общие подходы к моделированию определялись следующими установленными фактами, отраженными во многих публикациях:

рудоносные интрузивы Норильского экономического района представляют собой субгоризонтальные «колонны» (по А.П.Лихачеву), разделяющиеся по восстанию (от тыла к фронту) на мелано-, мезо- и лейкократовые части;

сульфидное рудное вещество обособлено в форме тонкой (звездообразной) вкрапленности, скоплений сульфидных «овоидов», массивных руд, слагающих придонные залежи и жилковидные («отщепленные») тела в лежачем боку интрузивов;

указанные виды обособлений рудного вещества в продольном сечении интрузивов «сопряжены» друг с другом и расположены в латерально-вертикальных рядах;

распределение массивных руд обнаруживает ярко выраженную зависимость от положения выступов дна канала и перепадов его сечений;

общая рудоносность расплава, оцениваемая через запасы массивных руд (например, в Талнахском интрузиве), возрастает по его восстанию (по потоку расплава) с нечетко выраженной периодичностью (возрастающая гармоника) размещения рудных скоплений, так или иначе отражающей колебания сечений расплавленного канала и рельеф его дна.

Как было показано в более ранних публикациях [3–5], отмеченные факты удовлетворительно объясняются расслоением (разделением) расплава в динамике продвижения, а процессы раскристаллизации останавливают дифференциацию и фиксируют картины его разделения на силикатные и рудные составляющие (рис. 1).

Принципиальное значение для анализа природы рудонакопления имеют сфероидальные обособления сульфидов («овоиды» в Норильском экономическом районе, «пеллеты» на месторождении Инсизва), зоны развития которых располагаются выше залежей массивных руд. Такие обособления достигают в поперечнике 3 см, а на отдельных участках 4–5 см.

---

\* Публикуемые в данной рубрике статьи А.И.Кривцова и А.М.Вахрушева развивают нетрадиционные подходы к генезису рудных месторождений в расслоенных интрузивах.

По общему химическому составу и содержанию Cu, Ni, S овоиды мало отличаются от вмещающих вкрапленных руд. В них доминируют пирротин (35–50%), халькопирит (4–40%) и пентландит (4–16%). Доля кубанита колеблется от 0 до 16%.

В овоидах отчетливо выражена расслоенность (вертикальная зональность): нижние — пирротиновые — зоны отделены от верхних халькопиритовых тонкими (0,1–0,3 мм) «прослоями» пентландита. В некоторых образцах халькопиритовые зоны смещены по длинной оси в одну сторону («по потоку»). Тонкие каемки халькопирита нередко отделяют пирротиновую зону от вмещающих пород. Соотношения халькопиритовой и пирротиновой зон колеблются от 1:1 до 1:5. В халькопиритовой зоне обычны тонкие включения пирротина, присутствуют кубанит и пентландит, иногда отмечаются маккинавит, валлериит, сфалерит и магнетит. Пирротин нижней зоны, в свою очередь, содержит включения пентландита.

Исследования позволяют предполагать, что овоиды возникли за счет слияния более мелких обособлений сульфидного расплава, часть которого «законсервирована» в форме интерстиционной вкрапленности. Кубанит-халькопирит-пирротинный состав овоидов отвечает той стадии развития системы, на которой происходит ее раскристаллизация и «замораживаются» частицы сульфидов наименьшей плотности. Допускается, что овоиды появляются в тех случаях, когда масса сульфидов в кумулятивном горизонте превышает 10%. При этом возрастает вероятность соприкосновения и слияния мелких частиц и скопления их во впадинах на поверхности слоя кристаллизации.

Исследователями уже давно отмечены характерные особенности каплевидных сульфидных выделений норильских месторождений — извилистость границ нижней пирротиновой части с силикатами и ее сглаженность у халькопиритовой. В нижней части овоидов крупные кристаллы породообразующих минералов в виде частокола упираются в сульфидные массы, тогда как в верхней они преимущественно облекают выделения сульфидов. Предполагается, что в нижней части овоидов сульфидная жидкость накапливалась на поверхности зоны кристаллизации, т.е. на зернах силикатных минералов, в верхней — на поверхности сульфидных овоидов накапливаются еще подвижные кристаллы силикатов. При этом в нижней зоне кристаллизация силикатных минералов прекращается после перекрытия их сульфидной жидкостью.

Углубления на поверхности фронта кристаллизации считаются ловушками для сульфидных «капель», находящихся в движущемся потоке распла-

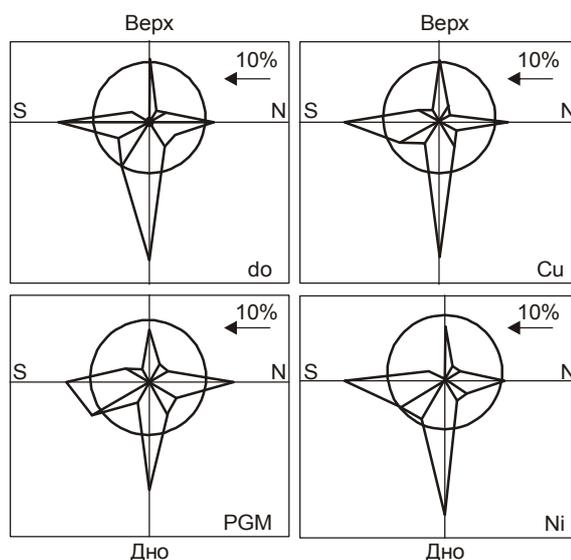


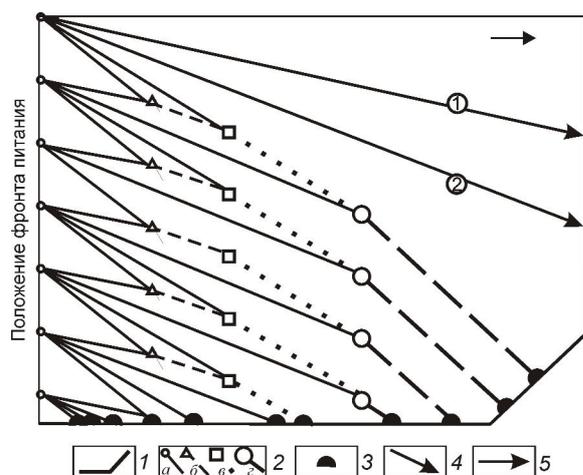
Рис. 1. Распределение (в %) векторов роста плотности руд (do) и содержаний Cu, PGM, Ni в продольном разрезе Октябрьского месторождения (Норильский экономический район)

ва. Образование обогащенных и обедненных сульфидными овоидами слоев связывается с уровнями содержаний сульфидов в потоке расплава, проходящем над поверхностью кристаллизации.

Овоиды могут рассматриваться как промежуточное звено между рассеянной сульфидной вкрапленностью и массивными рудами. Рудные расплавы, из которых возникли массивные руды, могли формироваться за счет слияния овоидов по мере их погружения и продвижения по латерали. Сульфидные расплавы, накопившиеся при данном процессе в придонных частях интрузивов, вследствие весьма высокой текучести в дальнейшем перемещались относительно независимо от других частей рудоносного расплава и проникали как в интрузивные породы, так и во вмещающие осадочные образования.

Исходя из приведенных данных, выполнено графическое (геометрическое) моделирование обособления сульфидного вещества из исходного расплава, основанное на том, что под воздействием гравитационных сил рудные частицы (капли) «отстают» от продвижения расплава, мигрируя к придонным зонам канала.

Главными задачами моделирования приняты: выявление закономерностей распределения рудных масс по латерали и вертикали, расшифровка минеральной зональности в латеральных рядах скопленных рудного вещества. В итоге полученные результаты должны обобщаться в графических и иных формах с сопоставлением с природным объектом.



**Рис. 2. Принципиальная схема расположения траекторий осаждения сульфидных «капель»:**

1 — дно потока; 2 — частицы и их трассы (*a* — исходные с условной массой (1–4), *b* — первого, *c* — второго, *d* — третьего слияния); 3 — осевшие на дно сульфидные частицы; 4 — траектории транзитных «капель» (цифры в кружках — условная масса); 5 — общее направление потока

Построения осуществлялись на безразмерном продольном сечении потока, вертикальная ось которого отвечает оси питающих фронтов, а горизонтальная — протяженности канала по латерали.

Для построения пилотной упрощенной безразмерной модели распределения рудного вещества приняты следующие допущения:

в продольном сечении расплавный поток на всем анализируемом протяжении обладает одной и той же скоростью перемещения;

расплавные сульфидные фазы («капли») равномерно распределены в силикатной расплавной матрице;

исходные сульфидные «капли» обладают сферической формой при равных диаметрах и условными массами 1, 2, 3, 4, что отражает различия в их плотностях;

зона питания рассматривается как совокупность продвигающихся фронтов потока, которые отвечают его поперечным сечениям; в отдельных точках каждого из таких фронтов на определенных отрезках движения расплава происходит миграция сульфидных фаз к более низким частям канала, вплоть до его дна;

принимается условно-прерывистое поступление частиц из фронтов, вследствие их перемещения «по потоку» — по длине канала с заданным шагом;

допускается, что первичные сульфидные обособления в каждом из фронтов начинают движение

из равноудаленных друг от друга (по вертикали и горизонтали) точек — по четыре разных частицы из каждой точки;

слияние (укрупнение) сульфидных «капель» происходит на каждом из пересечений их траекторий (трасс), крутизна которых увеличивается с ростом размеров и масс «капель»;

зоны накопления располагаются на дне потока, которое в начальных построениях принимается горизонтальным, а в дальнейших — комбинированным с переходами в сужение и расширение канала (потока);

перемещение «капель» происходит в период от поступления из фронта до достижения ими дна канала; при этом распределение осевших на дно «капель» возможно в двух вариантах: «капли» не перемещаются по дну (фиксируются при охлаждении и кристаллизации придонных частей расплава); «капли» перемещаются по дну в течение как одной волны, так и всех последующих волн.

В модели структура потока реконструируется как система последовательных (пошаговых) волн с однотипным распределением траекторий и трасс миграции частиц различной плотности, которые при пересечении трасс объединяются (сливаются) в «капли» с увеличением размеров и ростом масс; построения трасс ведутся в продольном потоке с началом на вертикальных осях каждого из питающих фронтов.

Структура трасс и слияний частиц накладывается на сетку продольного сечения потока указанной выше конфигурации как по каждому из фронтов, так и по их совокупности. На графики выносятся конечные результаты миграции частиц — осаждения на дно и транзитное прохождение некоторыми из них основной зоны накопления.

Из каждой точки зоны питания строятся по четыре разнонаклонных траектории (каждая отвечает определенной «капле»), продолжающиеся до пересечения верхних трасс с более низкими (рис. 2). Из точек пересечения (слияния «капель» с ростом масс) строятся более крутые трассы до новых пересечений — слияний. Процедура повторяется до исключения возможных пересечений траекторий и достижения «каплями» дна канала (потока).

Построения выполняются для каждого из фронтов (волн), входящих в принятую их совокупность. По сумме волн оцениваются число и условная масса «капель», осевших на дно, с построением соответствующих профилей распределения, оценкой условной продуктивности рудонакопления по разным интервалам.

Пилотные построения выполнены для разделения расплава в горизонтальном канале (вариант

«труба»), а также при продвижении расплава в таком же канале, но осложненном выступом дна (вариант «плотина»).

При обработке результатов построений частицы сульфидного вещества по его плотности разделены на две группы: сохранившие исходные размеры и частично слившиеся (условные плотности 1–8); полностью слившиеся (условные плотности 10 и более). Первая группа условно отождествляется с вкрапленными рудами, вторая — с массивными.

По распределению частиц в варианте «труба» выделяются зоны сульфидного накопления: основная, в которой вкрапленные руды залегают на фланге массивных, обращенном навстречу потока; две удаленных зоны вкрапленных руд, сформированных из «пролетных» частиц, не вовлекавшихся в слияние (рис. 3). В варианте «плотина» вкрапленные руды в основной зоне накопления как бы накрывают массивные. Выделяются две зоны удаленного накопления, между которыми находится протяженный «безрудный интервал» (см. рис. 3). Из рис. 3 следует возможность развития подходов к прогнозу рудоносности интрузивов на основе прерывистого расположения скоплений различных по массе и качеству руд.

Основные зоны сульфидонакопления в двух указанных вариантах по распределению масс накопленных руд сопоставлены на рис. 4.

Вариант «труба» отличается от варианта «плотина» большей протяженностью по потоку зоны рудонакопления при отсутствии на удаленном фланге вкрапленных руд, которые в случае «плотины» образуют как бы чехол над массивными рудами. Соответственно, для варианта «плотина» характерно более высокое удельное (на единицу длины) рудонакопление.

В результате выполненных построений определены методические подходы к компьютерному моделированию и его результатам. Во-первых, установлена необходимость максимально возможного уменьшения расстояний между продвигающимися по потоку питающими фронтами в целях сглаживания дискретности построений и их приближения к возможно непрерывной миграции вещества в природных системах. Во-вторых, немаловажное значение имеют количественные характеристики моделируемых скоплений вещества, включая число частиц, их массу, мощность скоплений, вертикальные и линейные запасы основных элементов, «продуктивность» расплавов по длине потока и др. с построениями соответствующих графиков. Эти задачи решались А.М.Вахрушевым, результаты исследований которого частично отражены в его статье, публикуемой в данном номере журнала.

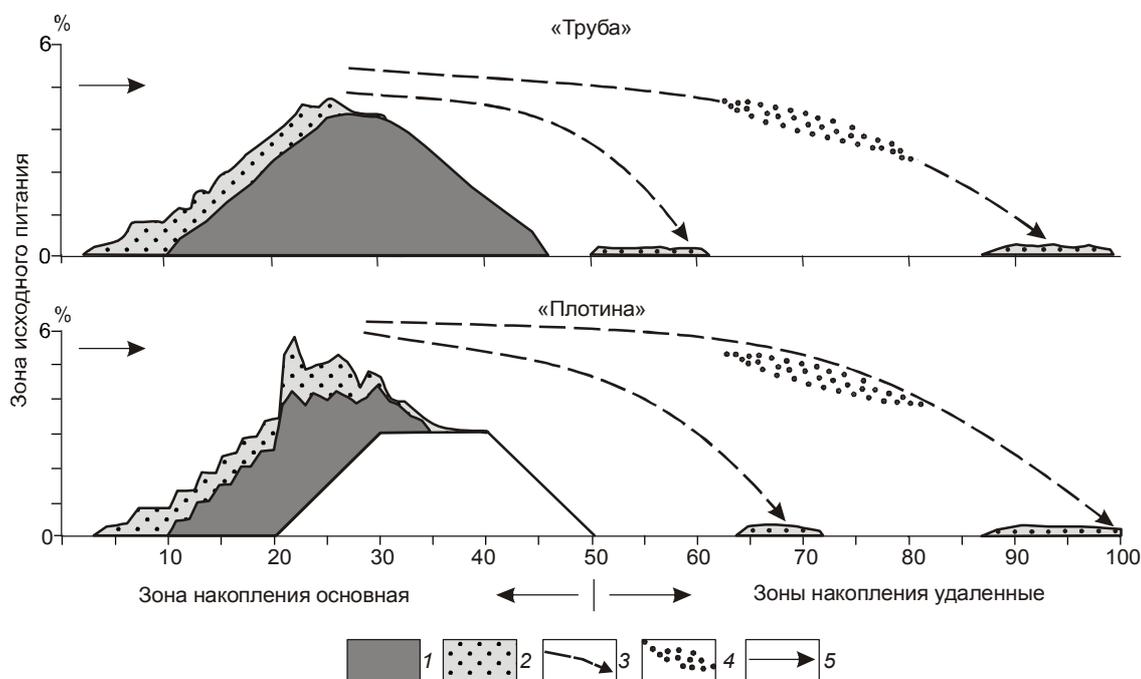
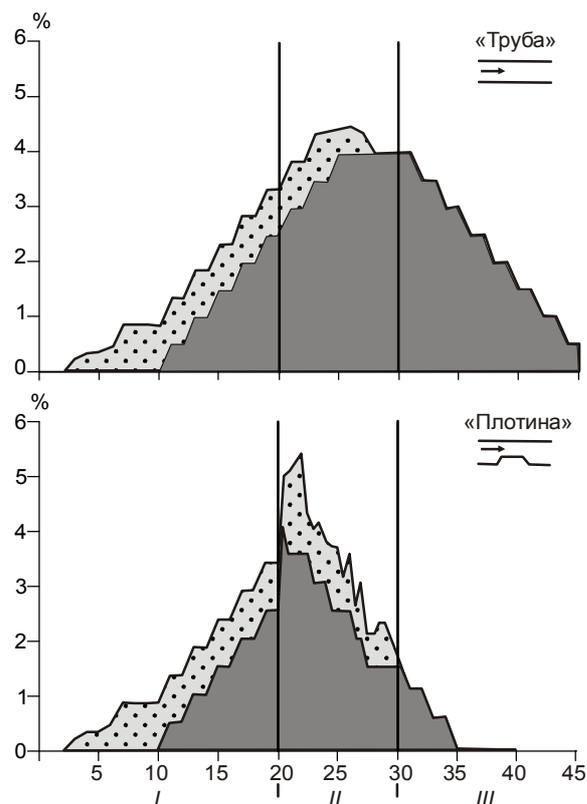


Рис. 3. Распределение сульфидных масс на дне канала при прохождении 100 питающих фронтов:

руды: 1 — массивные, 2 — вкрапленные; 3 — условные траектории транзитных сульфидных «капель»; 4 — возможное положение вкрапленных руд при раскристаллизации расплава до полного обособления сульфидных масс; 5 — общее направление потока расплава



**Рис. 4. Строение основных зон накопления сульфидного вещества:**

*I* — горизонтальное дно канала; *II* — подъем выступа дна; *III* — горизонтальная площадка выступа; остальные усл. обозн. см. рис. 3

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дубов Н.В., Звездов В.С. Компьютерная модель переноса сульфидных капель рудоносным силикатным расплавом в трубообразном канале эллиптического сечения // Отечественная геология. 2002. № 5–6. С. 27–32.
2. Кривцов А.И. Прикладная металлогения. — М.: Недра, 1989.
3. Кривцов А.И., Кочнев-Первухов В.И., Конкина О.М. и др. Cu-Ni-МПГ месторождения норильского типа. Серия: Модели месторождений благородных и цветных металлов. — М.: ЦНИГРИ, 2001.
4. Кривцов А.И., Чижова И.А., Евстигнеева Т.Л. Количественные характеристики рудоаккумуляции в сульфидно-силикатных расплавах // Руды и металлы. 1995. № 2. С. 55–66.
5. Кривцов А.И., Чижова И.А., Егорова И.В. Баланс масс и содержаний в магматогенных сульфидно-силикатных рудообразующих системах // Отечественная геология. 1996. № 1. С. 3–8.
6. Лихачев А.П. О динамике становления талнахских рудоносных интрузий и связанных с ними платино-медно-никелевых месторождений // Отечественная геология. 1996. № 8. С. 20–26.
7. Лихачев А.П. Модели распределения и накопления рудных веществ в интрузивах норильского типа // Руды и металлы. 1997. № 4. С. 35–36.
8. Лихачев А.П. Талнахский интрузив и его платино-медно-никелевые руды // Руды и металлы. 1998. № 1. С. 36–46.
9. Distler V.V., Kunilov V.E. Eds. Geology and ore deposits of the Noril'sk region // Guidebook of VII Intern. Platinum Symp. Moscow-Noril'sk, 1994.

УДК 681.3.06:553

© А.М.Вахрушев, 2008

## ОБОСОБЛЕНИЕ РУДНЫХ КОМПОНЕНТОВ В ДИНАМИКЕ ПЕРЕМЕЩЕНИЯ РУДНО-СИЛИКАТНЫХ РАСПЛАВОВ ПО ГОРИЗОНТАЛИ (АБСТРАКТНАЯ МОДЕЛЬ)

А.М.Вахрушев (ЦНИГРИ Роснедра МПР России)

Компьютерно-графическое моделирование разделения рудно-силикатных расплавов, рассматриваемое в данной работе, предполагает перемещение рудного вещества, находящегося в начальной магме (расплаве) в рассеянной форме, в придонные части расплава с формированием рудных тел под воздействием гравитационного поля. Основные положения этого подхода подробно изложены в работах А.И.Кривцова с соавторами [2–4, 8, 9].

Ранее Н.В.Дубов и В.С.Звездов [1] исследовали с применением компьютерных расчетов проблему сепарации сульфидной составляющей рудоносного расплава в обстановке его ламинарного течения в полого залегающем трубообразном канале эллиптического сечения. Ими моделировался небольшой отрезок канала при ограниченном числе переносимых сульфидных частиц. А.И.Кривцовым, И.В.Карлиной с участием автора проводилось безразмерное графическое моделирование миграции сульфидного вещества с условным положением частиц без учета количественных параметров системы при произвольно заданных наклонах траекторий миграции частиц.

Нами использованы методические основы моделирования рудонакопления в сульфидно-силикатных расплавах [4]. Исходя из результатов ранее проведенных исследований, была создана компьютерная модель переноса рудного вещества, учитывающая реальные физические величины, присущие силикатным расплавам и содержащимся в них рудным минералам, что позволило перейти к численным значениям параметров моделируемого процесса и выявить закономерности рудонакопления на дне субгоризонтального магматического канала в абстрактной модели.

Модель магматического канала представляет его вертикальный продольный разрез эллиптического сечения, осложненный выступом дна. Предполагается, что в некоторой области расплава равномерно распределены рудные включения в виде моно- или полиминеральных шарообразных капель. Перемещение шарообразной частицы происходит под действием движущейся в канале жидко-

сти и силы тяжести. Вектор скорости определяется как сумма скорости перемещения частицы вместе с расплавом по горизонтали и скорости ее осаждения за счет сил гравитации по вертикали.

Размеры расчетного канала выбраны по параметрам Талнахского рудоносного интрузива [7, 9], вязкость и скорости движения расплава приняты исходя из расчетных данных и результатов непосредственных измерений вязкости и скоростей течения базальтовых лав [1, 10].

Для моделирования течения жидкости в расчетном канале приняты следующие граничные условия. Анализировались параметры установившегося ламинарного (значения числа Рейнольдса  $R < 2000$ ) потока расплава с некоторым градиентом давления в магматическом канале, по форме представляющем собой уплощенную трубу переменного сечения. Движущийся рудно-силикатный расплав рассматривался как однородная вязкая жидкость, содержащая частицы рудного вещества (моно- или полиминеральные капли сульфидов и других минералов) с плотностями, превосходящими средневзвешенную по потоку плотность силикатного расплава. Температура расплава для последующих расчетов принята усредненно  $T = 1250^\circ\text{C}$ , вязкость  $\eta = 1000$  пуаз, плотность  $\rho_{\text{ж}} = 3$  г/см<sup>3</sup>.

Рассмотрим подробнее модель движения рудных частиц в магматическом канале с различной геометрией наклона его дна. В качестве питающего фронта принимается любое вертикальное сечение, по высоте которого с заданным интервалом равномерно распределены питающие точки, однотипные по составу и количеству минеральных частиц различной плотности. Перемещение питающего фронта по оси канала с заданным квантованием отвечает прерывистому поступлению частиц в форме серии волн. В целом питающая система состоит из  $m$  фронтов, в каждом из которых находится  $n$  питающих точек, содержащих по  $k$  частиц, так что общее количество частиц в модели равно  $m \cdot n \cdot k$  (рис. 1).

Компьютерно-графическое моделирование проводилось для выяснения конфигурации канала типа «плотина» (с выступом дна) со следующими параме-

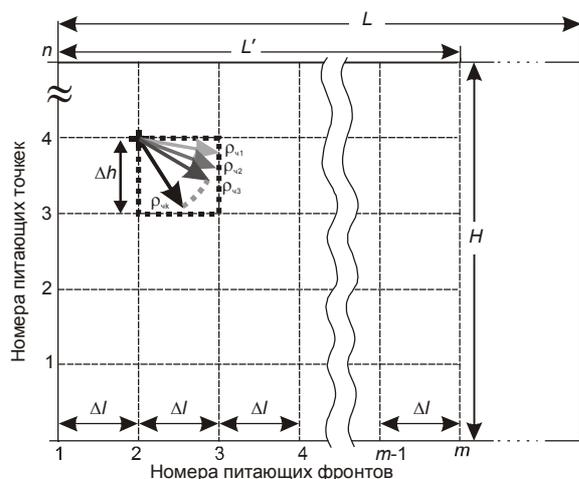


Рис. 1. Продольное сечение магматического канала:

$H$  — высота,  $L$  — общая протяженность,  $L'$  — моделируемый отрезок канала; элементы модели ( $\Delta h$  — расстояние по вертикали между питающими точками в каждом из фронтов питания;  $\Delta l$  — интервал между фронтами); на врезке — траектории погружения разноплотностных рудных частиц

трами питающей системы и геометрии дна: длина канала  $L > 20$  км; максимальная мощность (высота) канала  $H = 100$  м; максимальное число питающих точек на один фронт  $n = 100$ ; расстояние между питающими точками по вертикали  $\Delta h = 1$  м; расстояние между фронтами по горизонтали  $\Delta l = 5$  м; число питающих фронтов  $m = 2000$ ; подъем дна («плотина») начинается на отметке 3 км и продолжается до отметки 4 км (в интервале 4–5 км он сменяется горизонтальной площадкой высотой 50 м, которая в интервале 5–6 км переходит в склон).

В качестве математического аппарата, определяющего движение силикатного расплава, использовано частное решение уравнений Навье-Стокса [5, 6]. В векторном виде для несжимаемой жидкости оно записывается следующим образом:

$$\frac{\partial \vec{V}}{\partial t} - (\vec{V} \cdot \nabla) \cdot \vec{V} + \nu \Delta \vec{V} - \frac{1}{\rho} \nabla P + \vec{f}, \quad (1)$$

$$\nabla \cdot \vec{V} = 0,$$

где  $\nabla$  — оператор Гамильтона;  $\Delta$  — оператор Лапласа;  $\vec{V}$  — вектор скорости;  $t$  — время;  $\nu$  — коэффициент кинематической вязкости;  $\rho$  — плотность;  $P$  — давление;  $\vec{f}$  — вектор плотности массовых сил. Для трехмерного декартового пространства оператор Гамильтона (набла) определяется по формуле:

$$\nabla = \frac{\partial}{\partial x} \vec{i} + \frac{\partial}{\partial y} \vec{j} + \frac{\partial}{\partial z} \vec{k}. \quad (2)$$

Оператор Лапласа часто записывается как  $\nabla^2$ , т.е. скалярное произведение оператора набла на себя. Отсюда следует, что оператор Лапласа эквивалентен последовательному взятию операций градиента и дивергенции:

$$\Delta = \nabla \cdot \nabla = \text{div grad}. \quad (3)$$

Исходя из подробно изложенного в статье Н.В.Дубова и В.С.Звездова [1] частного решения уравнений Навье-Стокса для скорости продвижения расплава, получено следующее выражение:

$$V = \left( \frac{\Delta p}{2\eta l} \right) \cdot \left( \frac{a^2 b^2}{a^2 + b^2} \right) \cdot \left( 1 - \frac{y^2}{a^2} - \frac{z^2}{b^2} \right), \quad (4)$$

где  $a, b$  — полуоси эллипса, определяемого уравнением:

$$\frac{y^2}{a^2} + \frac{z^2}{b^2} = 1; \quad (5)$$

$\Delta p$  — разница давления на концах трубы;  $\eta$  — вязкость;  $y, z$  — координаты точки, в которой определяется скорость движения потока.

Полагая, что скорость потока постоянна во всем объеме канала и принимается равной скорости в центральной его части, выражение (4) упрощается до вида:

$$V_{\text{ср}} = \left( \frac{\Delta p}{2\eta l} \right) \cdot \left( \frac{a^2 b^2}{a^2 + b^2} \right). \quad (6)$$

При расчете скорости  $V_{\text{ср}}$  использованы численные значения параметров расплава, приведенные выше. Разница давления на концах трубы  $\Delta p = 5$ . Малая полуось эллиптического сечения  $a = 50$  м, большая полуось  $b = 500$  м. Из уравнения (6) значение  $V_{\text{ср}}$  получено равным 0,15 мм/с.

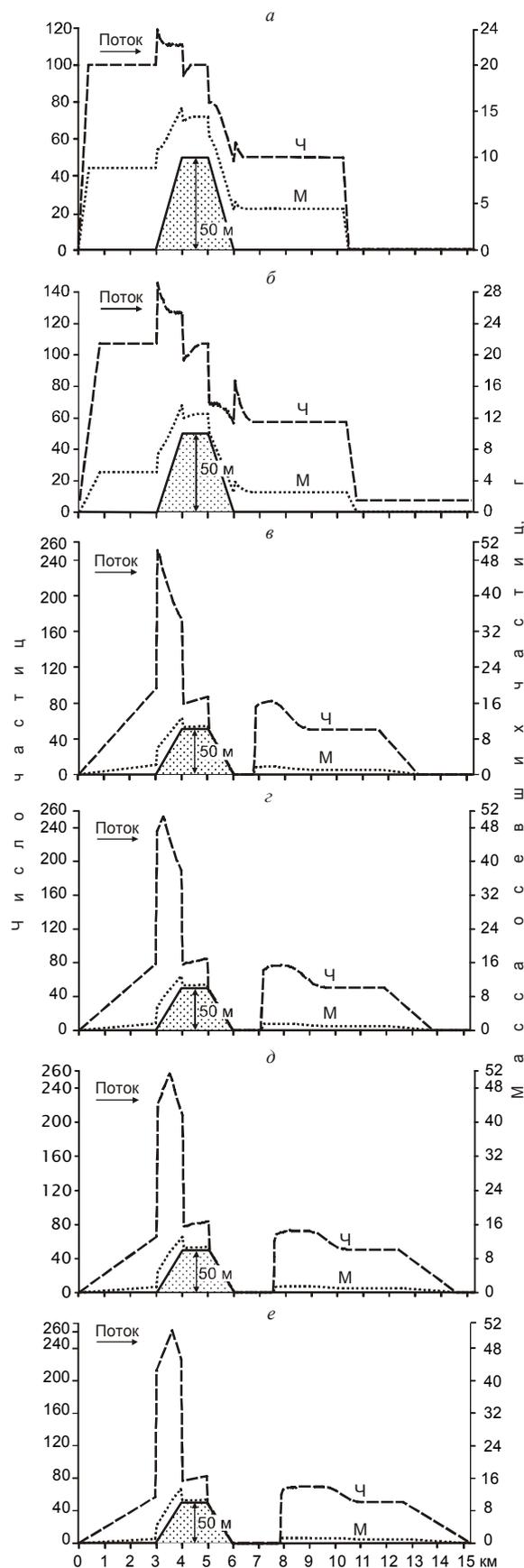
Для модели принята исходная шарообразная форма сульфидных капель. Скорость их движения в горизонтальной плоскости равна скорости магматического потока. Начальное положение сульфидных капель внутри потока систематизировано и определяется конфигурацией питающей системы (см. рис. 1).

Скорость осаждения  $u_y$  шарообразной частицы в анализируемой ситуации под действием силы тяжести в случае движения с малыми числами Рейнольдса ( $< 2000$ ) рассчитана по формуле:

$$u_y = \frac{2R^2(\rho_{\text{ч}} - \rho_{\text{ж}})g}{9\eta}, \quad (7)$$

где  $\rho_{\text{ч}}, \rho_{\text{ж}}$  — значения плотностей рассматриваемой частицы и несущего расплава соответственно.

Скорость  $u_y$  принята постоянной для всего периода осаждения частицы в расплаве, т.е. до момента ее попадания на дно трубы. Таким образом, время оседания частицы зависит от координат ее



начального положения в расчетном канале, избыточной плотности по сравнению с плотностью и вязкостью несущего расплава.

Нижний предел диапазона скоростей потока магмы (у стенок канала) определяется условиями сохранения ее текучести, и для интрузива мощностью в 100 м оценивается в 0,1 мм/с. Верхний предел диапазона принят равным 5 мм/с из условия сохранения устойчивости ламинарного потока в трубообразном канале. Для расчетов используется усредненное значение скорости потока  $V_{\text{ср}}$ .

Расчетное значение радиуса рудных частиц 1 мм входит в диапазон от 0,1 до 10 мм, что близко к размерам обособлений рудных минералов во вкрапленных рудах норильских месторождений [1, 7–9].

Учтенные в математической модели процесса параметры и использованные при расчете характеристики минералов и их частиц, а также рассчитанные значения основных параметров для траекторий осаждения частиц приведены в таблице.

Для абстрактной модели переноса минеральных капель силикатным расплавом приняты следующие условия и положения:

в движущемся расплаве равномерно распределены частицы рудных минералов — изоферроплатины, плумбопалладинита, магнетита, пирротина, пентландита, хромита и халькопирита;

в каждой из условно выбранных точек расплава одновременно находится весь набор частиц;

питающая часть расплава по вертикали разбивается через 1 м; на каждом отдельном фронте выделяется соответствующее его мощности число питающих точек; выступ дна («плотина») сокращает мощность питающих фронтов. Таким образом, на участке подъема дна мощность постепенно убывает от 100 питающих точек на фронт в начале подъема дна до 50 — над горизонтальной площадкой;

при продвижении фронта на заданный интервал, равный 5 м, пересчитывались координаты частиц, находящихся в системе, и в расчет включался новый набор частиц (новый фронт);

питающая часть канала разбивалась на  $m$  фронтов, каждый из которых содержит минимум 50 и максимум 100 питающих точек;

расчеты продолжались до момента пересечения траекторией последней рудной частицы дна канала;

частицы, достигшие дна, фиксируются на дне канала и не перемещаются с расплавом.

**Рис. 2. Распределение числа (*Ч*) и массы (*М*) рудных частиц на дне канала протяженностью 15 км:**

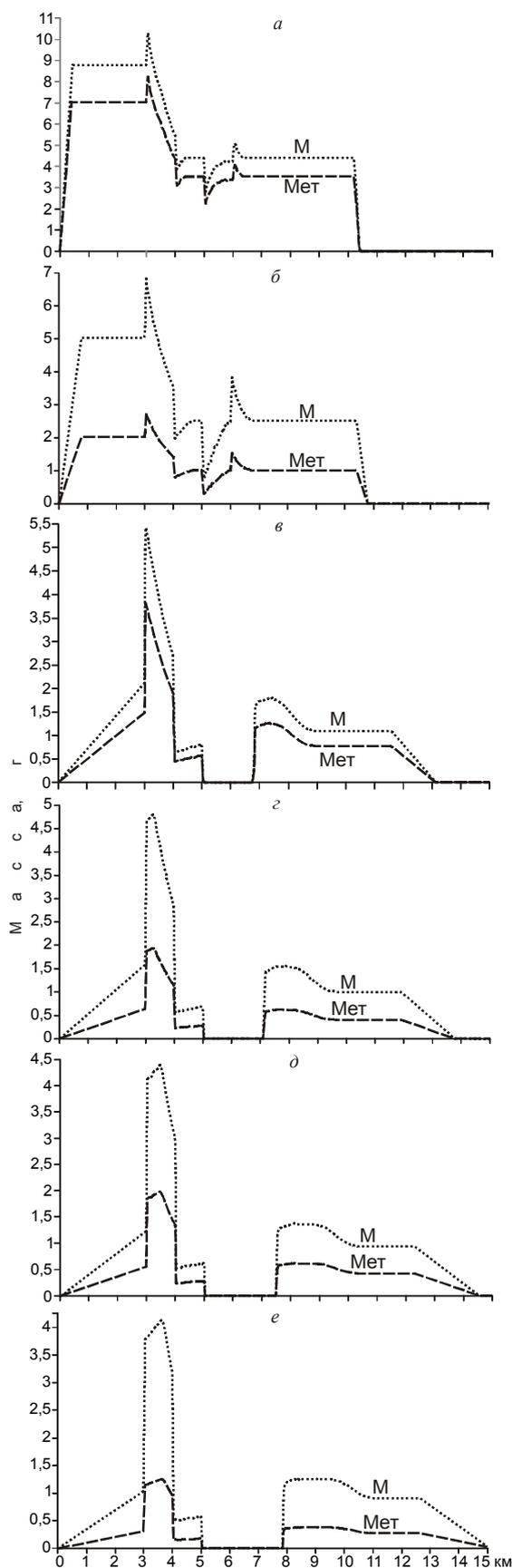
*a* — изоферроплатина; *б* — плумбопалладинит; *в* — магнетит; *г* — пирротин, пентландит; *д* — хромит; *е* — халькопирит

## Основные показатели и результаты компьютерно-графического моделирования

Характеристики	Изоферроплатина	Плюмбопалладинит	Магнетит	Пирротин	Пентландит	Хромит	Халькопирит
<i>Рудные минералы</i>							
Теоретический состав	(Pt,Pd) <sub>3</sub> ·(Fe,Cu)	Pd <sub>3</sub> Pb <sub>2</sub>	FeFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	Fe <sub>6</sub> S <sub>7</sub>	(Fe,Ni) <sub>9</sub> S <sub>8</sub>	FeCr <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	CuFeS <sub>2</sub>
Содержания основных компонентов, %	Cu 0,1–1 Fe 9–11 Pt 80–88 Pd 0,1–1	Pd 43,51 Pb 56,49	Fe 72,4 O 27,6	Fe 60 S 40	Fe 27–50 S 32–37 Ni 10–42	Fe 24,95 Cr 46,46 O 28,59	Cu 34,57 Fe 30,54 S 34,9
Содержания основных компонентов, принятые в расчетах, %	Pt 80	Pd 40	Fe 70	-	Ni 40	Cr 45	Cu 30
Плотность, г/см <sup>3</sup>	15–21,5	10,84–21,5	4,9–5,2	4,58–4,77	4,6–5	4,5–5,1	4,1–4,3
Плотность, принятая для расчетов ρ <sub>р</sub> , т/м <sup>3</sup>	21	12	5,2	4,8	4,8	4,5	4,3
<i>Рудные частицы</i>							
Масса, при радиусе 1 мм и объеме 4,19 мм <sup>3</sup>	0,088	0,0503	0,0218	0,0201	0,0201	0,0188	0,0180
Масса полезного компонента, г	Pt 0,0704	Pd 0,0201	Fe 0,0153	-	Ni 0,00804	Cr 0,0085	Cu 0,00540
Число в каждой питающей точке абстрактной модели (всего 7)	1	1	1	1	1	1	1
Расчетные траектории погружения частиц: углы наклона траекторий α, град.	14,90	7,58	1,86	1,52	1,52	1,27	1,10
tg α	0,2661	0,1330	0,0325	0,0266	0,0266	0,0222	0,0192
скорости движения по траекториям, мм/с	0,152462	0,148634	0,147414	0,147388	0,147388	0,147372	0,147363
время t продвижения первой частицы каждой волны до достижения дна с высоты 100 м, лет	0,08	0,16	0,66	0,81	0,81	0,97	1,12
длина траектории, пройденной частицей за время t, м	388,93	758,34	3076,82	3759,91	3759,91	4511,40	5205,14
горизонтальное проложение траектории, м	375,86	751,72	3075,2	3758,58	3758,58	4510,29	5204,18
Достижение последней частицей 2000-й волны дна канала от его «начала»: на расстоянии, м	10 370,86	10 746,72	13 070,2	13 753,58	13 753,58	14 505,29	15 199,18
за время, лет	2,19	2,27	2,76	2,91	2,91	3,07	3,21

Результаты моделирования отражены в графической форме (рис. 2, 3) с показом для каждого минерала распределение на дне канала его частиц и их масс, а также содержащегося в нем базового металла. На рис. 4 представлена интегральная картина распределения всех учтенных при моделировании

минералов и содержащихся в них основных металлов (Pt, Pd, Ni, Cu). Для оценки эффективности функционирования моделируемой системы целесообразно использовать понятие ее продуктивности, выраженной в массе того или иного металла, приходящейся на интервал длины канала (г/5 м).



Из общего числа рудных частиц, содержащихся в модели, около 23% оседает в интервале до 3 км (см. рис. 2), на подъеме дна длиной в 1 км — порядка 25%. На площадке «плотины», склоне выступа дна и некотором интервале за ним продуктивность системы меньше. В интервале от 4 до 7 км оседает порядка 10% частиц, от 7 до 16 км — 42%.

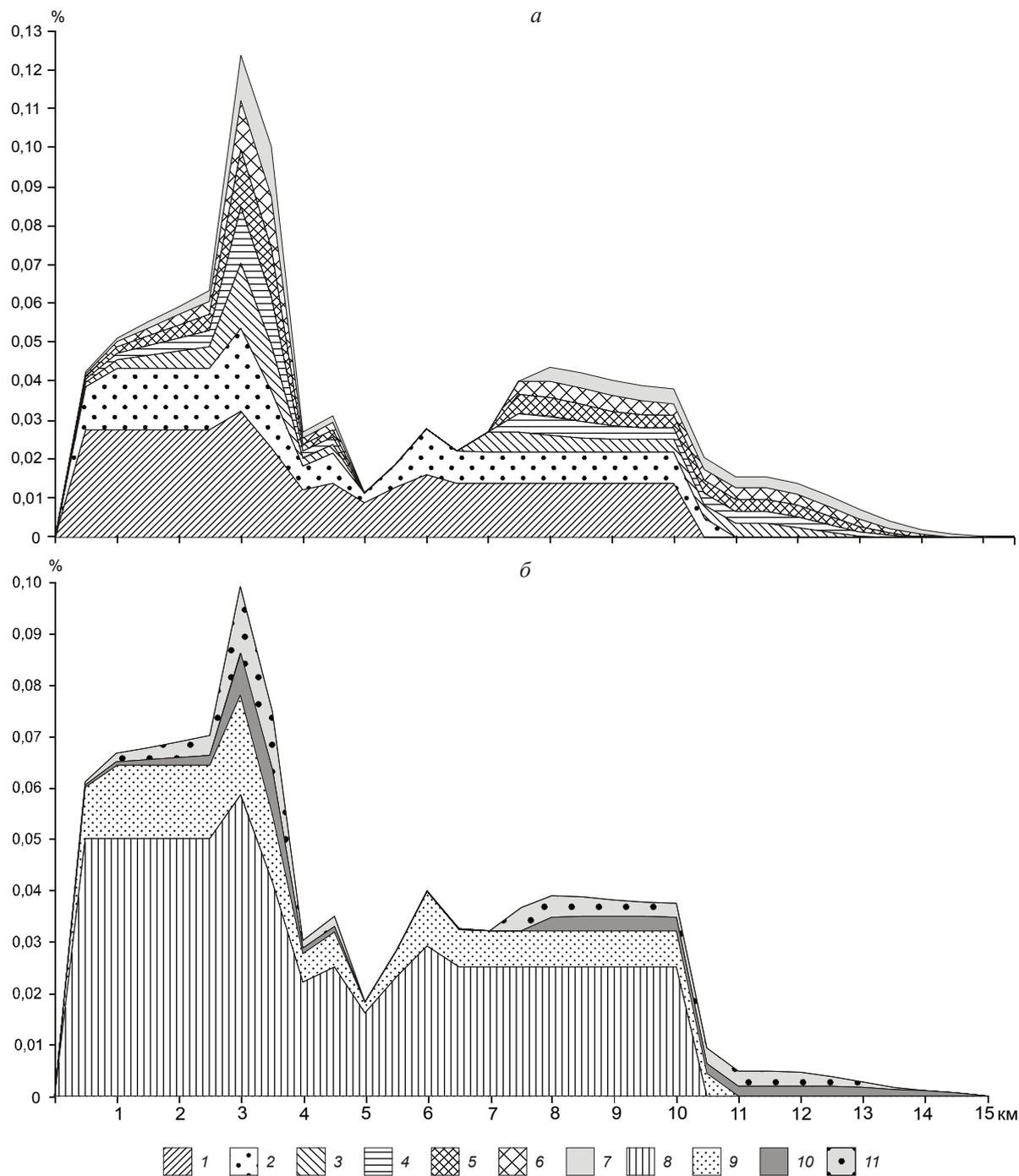
Распределение частиц на дне канала (см. рис. 2) на рис. 3 представлено в массовых показателях базовых минералов и металлов, содержащихся в них. В проекции на дно канала хорошо заметно влияние «плотины» на распределение масс рудных минералов.

По результатам моделирования (см. рис. 3) расчетная продуктивность по платине максимальна на репере 3 км ( $>7$  г/5 м), в интервале 4–10 км она колеблется от 3 до 4 г/5 м с резким падением до нуля. Расчетная продуктивность по палладию максимальна (3 г/5 м) на уровне 3 км, в интервале 4–10,5 км она снижается до 1 г/5 м и около репера 11 км падает до нуля. По магнетитовому железу пиковые значения на репере 3 км достигают 4 г/5 м, а в основном колеблются в пределах 1 г/5 м с нулевым «окном» между 5 и 7 км и исчезновением значимых содержаний металла к 13 км. Для никеля в единичном пике продуктивность достигает 2 г/5 м при преобладающих значениях около 0,5 г/5 м и падает до нуля на отметке 13,7 км. Близкие значения этого показателя характерны для хрома и меди. Отметим, что в абстрактной модели условно-расчетные массы металлов составляют (в скобках — средняя продуктивность по металлам на весь интервал их осаждения, г/5 м): Pt 9595 г (4,65), Pd 2741 г (1), Fe (в магнетите) 2079 г (0,9), Ni 1097 г (0,5), Cr 1157 г (0,5), Cu 737 г (0,3). Это, несомненно, — ничтожная доля от природных промышленных скопления соответствующих руд.

Указанные выше расчеты опираются, в первую очередь, на заданное количественное соотношение рудных минералов в каждой из питающих точек абстрактной модели. Однако большая продуктивность природных систем определяется участием в рудогенезе огромного числа рудных частиц, не поддающихся учету в моделировании. Не менее, если не более, важны при этом процессы слияния (укрупнения) рудных частиц на пересечении траекторий в природных системах, обуславливающие существенно меньшую (чем в эксперименте) протяжен-

**Рис. 3. Распределение масс минералов (М) и металлов (Met) в проекции на горизонтальное проложение дна канала:**

*a* — изоферроплатина и платина; *б* — плюмбопалладинит и палладий; *в* — магнетит и железо; *г* — пентландит и никель; *д* — хромит и хром; *е* — халькопирит и медь



**Рис. 4. Интегральное распределение масс рудных минералов (а) и металлов (б), в долях от их общей накопленной массы по реперам через 500 м в проекции на горизонтальное проложение дна:**

1 — изоферроплатина; 2 — плюмбопалладинит; 3 — магнетит; 4 — пирротин; 5 — пентландит; 6 — хромит; 7 — халькопирит; 8 — платина; 9 — палладий; 10 — никель; 11 — медь

ность интервалов их рудонакопления и весьма высокую продуктивность.

Рудные минералы по массе условно поделены на две группы — тяжелые и легкие. Для наиболее

тяжелых (изоферроплатина, плюмбопалладинит) среднее значение доли осевшей массы на 1 км от общей массы частиц в системе достаточно стабильно на всем протяжении канала. Оно в большей

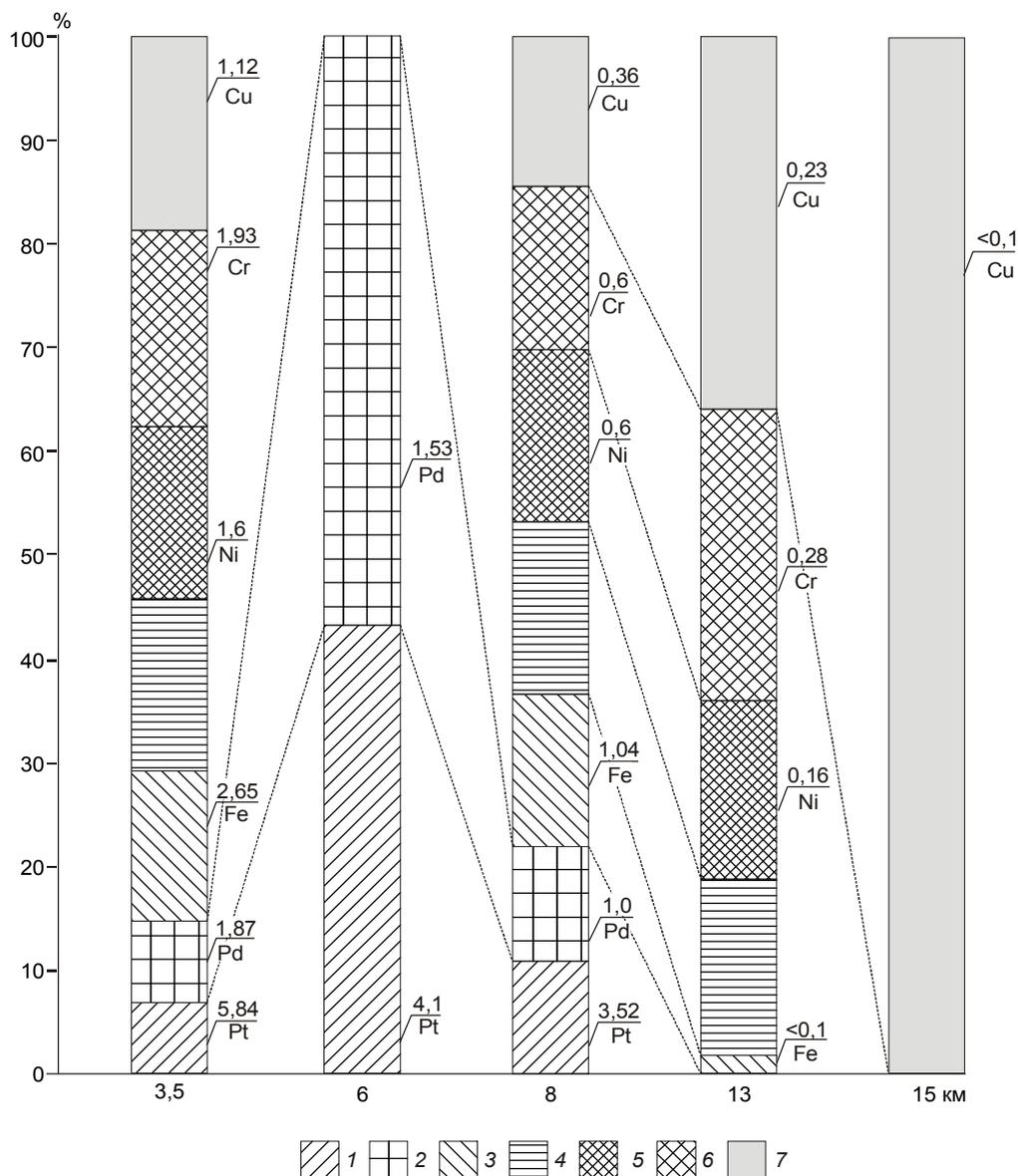


Рис. 5. Распределение рудных минералов на дне канала в его продольном вертикальном разрезе по отдельным реперам — «вертикальная минеральная зональность»:

1 — изоферроплатина; 2 — плюмбопалладинит; 3 — магнетит; 4 — пирротин; 5 — пентландит; 6 — хромит; 7 — халькопирит; число частиц на каждом репере принято за 100%; цифрами указаны расчетные массы металлов, накопившиеся в соответствующих сечениях

степени зависит от влияния выступа дна, ограничивающего максимальную мощность питающей системы. Доля осевшей массы изоферроплатины на 1 км в интервале от 0 до 3 км и на подъеме дна составляет соответственно 14,75 и 13%, а плюмбопалладинита — соответственно 13 и 14%. Тяжелые рудные минералы аккумулируются на подъеме «плотины», а на площадке «плотины» и спуске с нее продуктивность снижается. В зоне перегиба

дна после «плотины» происходит некоторый скачок накопления.

Для легких рудных минералов (магнетит, пирротин, пентландит, хромит, халькопирит) наблюдается эффект «дюны», когда на подъеме выступа дна происходит пиковое накопление массы рудного вещества, а на склоне и в некоторой области за ним оно фактически отсутствует. Выступ дна («плотина») аккумулирует вещество на своей передней

стенке и формирует область с нулевым накоплением в некотором интервале после верхней площадки. От наиболее тяжелого минерала (магнетита) к наиболее легкому (халькопириту) средняя доля осевшей массы в интервале до 3 км уменьшается от 7 до 4%, а в интервале 3–4 км (подъем дна), наоборот, возрастает от 27 до 31%.

Для легких рудных минералов фиксируется существенное, даже пиковое, увеличение доли осажденной массы в начале подъема дна со снижением к началу площадки и существенным падением значений непосредственно на ней. На склоне и в некотором интервале за «плотиной» образуется «окно», в котором осевшие частицы данной группы отсутствуют. При этом чем легче минерал, тем интенсивней он аккумулируется на подъеме и тем длиннее «окно» нулевых значений его масс. После «окна» происходит скачкообразный рост продуктивности, сопровождаемый постепенной стабилизацией среднеинтервальной доли осевшей массы.

Небольшие пики в распределении массы тяжелых и легких минералов за «плотиной» связаны с осаждением пролетных (не задержанных выступом дна) частиц из верхней области питающей системы.

После прекращения поступления в систему с отметки 10 км новых частиц происходит осаждение оставшихся.

Распределение рудных минералов и металлов в интегральном виде (см. рис. 4) подытоживает сказанное выше об особенностях их осаждения с образованием участков максимальной и минимальной плотности масс на интервал. Хорошо видны «пики» накопления масс на подъеме дна, «дюна», «окно» для легких минералов, нарастание доли осевшей массы тяжелых минералов после излома дна на отметке 6 км, а легких минералов — после «окна», «хвосты» на интервале после 10 км.

Интегральная схема рудонакопления (см. рис. 4) позволяет рассмотреть элементы модельной вертикально-латеральной рудной зональности (рис. 5). Пространство канала как бы разделяется на несколько зон с различными составами рудных минералов и их соотношениями. На отметке 3,5 км, соответствующей середине подъема выступа, наблюдаются все рудные минералы абстрактной модели с небольшим преобладанием по составу легких (магнетит, пирротин, пентландит, хромит, халькопирит). На отметке 6 км, соответствующей излому дна после «плотины» и началу «окна», присутствуют только тяжелые рудные минералы — изоферроплатина и плюмбопалладинит. На отметке 8 км (окончание «окна») оседают тяжелые и легкие рудные минералы, практически в равном соотношении. На репере 13 км («хвосты») отмечаются только легкие минера-

лы с последующим переходом к мономинеральной халькопиритовой зоне на отметке 15 км.

Фактически демонстрируются наборы рудных минералов по пяти реперам длины канала в форме колонок, отражающих долю каждого из минералов (см. рис. 5). От тыла к фронту продвижения рудоносного расплава выделяются значительно удаленные друг от друга минеральные зоны: *полиминеральная* (на 3,5 км) с изоферроплатиной, плюмбопалладинитом, магнетитом, пирротин, пентландитом, хромитом, халькопиритом; *биминеральная* (на 6 км) с изоферроплатиной и плюмбопалладинитом; две *полиминеральные* (на 8 и 13 км), из которых первая повторяет состав зоны на отметке 3,5 км, а во второй присутствуют магнетит, пирротин, пентландит, хромит, халькопирит; *мономинеральная* (фронтальная) халькопиритовая. Масса соответствующих металлов, накопившихся по модели в разных минеральных зонах, так или иначе отражает обеднение отложенных руд от тыла к фронту потока (см. рис. 5).

Численно-графическим моделированием плотностной дифференциации минералов в магматическом потоке проиллюстрированы зависимость дальности переноса рудных минералов от их радиуса и плотности, влияние конфигурации продольного сечения питающей системы на возможные отложения рудных минералов, а также геометрии канала на процесс осаждения и зональное распределение минералов на дне.

В итоге получена расчетная картина сепарации рудной составляющей расплава в обстановке его ламинарного течения в полого залегающем трубообразном канале переменного эллиптического сечения, которая не противоречит основным положениям ранее предложенных количественных геолого-генетических моделей сульфидно-силикатных систем [2–4, 8, 9]. С помощью созданной компьютерной модели и компьютерно-графических расчетных алгоритмов можно оценивать расстояния и траектории перемещения частиц рудного вещества разных плотности и размера, анализировать характер распределения осевших минеральных капель в магматическом канале во времени и пространстве, определять участки пикового и стабильного их накопления.

По результатам компьютерных экспериментов получена картина теоретически возможной латерально-вертикальной рудной зональности, показано влияние изменения геометрии дна («плотина») на интенсивность скопления рудного вещества, возникновение наиболее бедных и богатых по минеральному составу рудных обособлений. На подъеме «плотины» наблюдаются наиболее богатые

и разнообразные, на спуске и некотором интервале за ним — наиболее бедные как по составу, так и по массовым характеристикам скопления рудных минералов с четкой сепарацией на легкие и тяжелые.

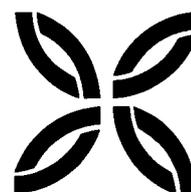
По результатам моделирования можно определить, во-первых, какой продуктивной части интрузива принадлежит данное сечение («хвост», «начало» и т.п.), а во-вторых, возможное местоположение наиболее продуктивных его частей, на которые следует направить поиски. К примеру, если сечение отвечает халькопиритовой зоне, то можно сделать вывод о том, что оно относится к фронтальной продуктивной части интрузива, а наиболее богатые по составу скопления рудного вещества будут располагаться ближе к тыловой (см. рис. 5). Опираясь на зависимости распределения масс рудных минералов от геометрии дна, можно установить наиболее вероятные места скопления руд определенного состава.

В дальнейшем намечаются исследования транспортировки рудных частиц с несколькими осложнениями. Предполагается учесть возможность слипания рудных минералов при пересечении их траекторий, перемещение рудных минералов потоком по дну канала после осаждения, усложнение геометрии канала. Эти исследования планируется выполнить на примере конкретных рудоносных интрузивов, в частности Талнахского, с учетом особенностей его морфологии и типовых составов руд.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дубов Н.В., Звездов В.С. Компьютерная модель переноса сульфидных капель рудоносным силикатным расплавом в трубообразном канале эллиптического сечения // Отечественная геология. 2002. № 5–6. С. 27–32.
2. Кривцов А.И. Прикладная металлогения. – М.: Недра, 1989.
3. Кривцов А.И., Чиждова И.М., Евстигнеева Т.Л. Количественные характеристики рудонакопления в сульфидно-силикатных расплавах // Руды и металлы. 1995. № 2. С. 55–66.
4. Кривцов А.И. Методические основы моделирования рудонакопления в сульфидно-силикатных расплавах // Руды и металлы. 2008. № 5. С. 69–73.
5. Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М. Теоретическая физика. Т. VI. Гидродинамика. – М.: Наука, 1986.
6. Литвинов В.В., Литвинова О.И. Элементы вычислительной гидродинамики. Учебное пособие. – Ярославль: ЯрГУ, 1997.
7. Лихачев А.П. Платино-медно-никелевые и платиновые месторождения. – М.: Эслан, 2006.
8. Система моделей месторождений благородных и цветных металлов / А.И.Кривцов, М.М.Константинов, В.В.Кузнецов и др. // Отечественная геология. 1995. № 3. С. 11–31.
9. Cu-Ni-МПГ месторождения норильского типа. Серия: Модели месторождений благородных и цветных металлов / А.И.Кривцов, В.И.Кочнев-Первухов, О.М.Конкина и др. – М.: ЦНИГРИ, 2001.
10. Lago Bernard L., Rabinowicz Michel and Nicolas Adolphe. Podiform Ore Bodies: a Genetic Model // Journal of Petrology. 1982. Vol. 23. Part 1. P. 103–125.

# ПОЗДРАВЛЯЕМ С ЮБИЛЕЕМ



18 сентября 2008 г. исполнилось 70 лет главному конструктору ЦНИГРИ по созданию технических средств опытной добычи железомарганцевых конкреций **Петру Васильевичу Елшанскому**.

П.В.Елшанский трудится в институте с 1986 г. Он — один из ведущих специалистов по разработке океанских подводных комплексов. Многие годы работает над созданием добычных выемочных машин многоцелевого назначения, обеспечивающих добычу различных видов морских твердых полезных ископаемых. Решал сложнейшую задачу по нахождению критериев сравнительной оценки комплексов добычи ЖМК — механической, гидравлической, эрлифтной и их сочетаний. В рамках проблемы обладает огромным объемом знаний по широкому спектру технических и экономических задач, полемическим талантом организатора и профессиональной интуицией. Опубликовал 17 научных работ, имеет авторские свидетельства на изобретения. Награжден юбилейным знаком «300 лет горно-геологической службы России», медалью «Ветеран труда».



Поздравляем Петра Васильевича с юбилеем, желаем здоровья, благополучия, успехов в труде.

*Ученый совет ЦНИГРИ  
Коллектив ФГУНПП «Севморгео»  
Редколлегия журнала*

18 августа 2008 г. исполнилось 60 лет заместителю заведующего отделом геологии, методов поиска и экономики месторождений алмазов **Лидии Александровне Ковалевой**.

Л.А.Ковалева работает в ЦНИГРИ с 1974 г. после окончания МГРИ. Занимала должности инженера, младшего научного сотрудника, с 1988 г. — заместитель заведующего отделом. Проводила геолого-геофизические исследования Бодайбинского золоторудного района, а также Якутии, Центральной Колымы, Средней Азии, алмазоносных провинций Якутии и Восточно-Европейской платформы. Участвовала в составлении геологических отчетов. Владеет спецификой административно-хозяйственной и планово-финансовой деятельности. Вырастила троих детей «без отрыва от производства». Награждена знаком «Победитель соцсоревнования» и медалью «Ветеран труда».



Поздравляем Лидию Александровну с юбилеем, желаем доброго здоровья, благополучия, успехов в труде, удачи.

*Ученый совет ЦНИГРИ  
Редколлегия журнала*



29 сентября 2008 г. исполнилось 70 лет со дня рождения кандидата геолого-минералогических наук, старшего научного сотрудника отдела металлогении и прогноза месторождений цветных и благородных металлов **Нелли Георгиевне Кудрявцевой**.

Н.Г.Кудрявцева работает в ЦНИГРИ с 1968 г., является высококвалифицированным специалистом в области геологии и прогнозирования свинцово-цинковых месторождений. Многие годы на Рудном Алтае занималась изучением геологии и околорудных изменений колчеданно-полиметаллических месторождений Зырянского, Змеиногорского, Рубцовского и Прииртышского районов, участвовала в работах по составлению прогнозных карт м-бов 1:25 000 и 1:200 000. По Зырянскому району при ее участии расширены запасы известных и выявлены новые месторождения.

В настоящее время Н.Г.Кудрявцева занимается изучением геологии рудных месторождений, металлогенией и прогнозом месторождений цветных и благородных металлов. Она — соавтор многих базовых и договорных проектов и отчетов НИР МПР России и Роснедра. Высокая квалификация юбиляра нашла отражение более чем в 80 научных трудах. За успешную работу награждалась грамотами института, Мингео СССР, бронзовой медалью ВДНХ, медалью «Ветеран труда», выдвигалась на Доску почета.

Сердечно поздравляем Нелли Георгиевну с юбилеем, желаем крепкого здоровья, отличного настроения и новых творческих успехов.

*Ученый совет ЦНИГРИ  
Редколлегия журнала*