

# РУДЫ И МЕТАЛЛЫ



**2/2009**

НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

ОСНОВАН В 1992 ГОДУ

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

**Главный редактор И.Ф.МИГАЧЕВ**

Зам. главного редактора А.И.КРИВЦОВ  
Зам. главного редактора Н.И.НАЗАРОВА

Б.И.БЕНЕВОЛЬСКИЙ  
Э.К.БУРЕНКОВ  
В.И.ВАГАНОВ  
С.С.ВАРТАНЯН  
Ю.К.ГОЛУБЕВ  
В.С.ЗВЕЗДОВ  
П.А.ИГНАТОВ  
В.В.КУЗНЕЦОВ  
Н.К.КУРБАНОВ  
Г.А.МАШКОВЦЕВ  
Г.В.РУЧКИН  
Ю.Г.САФОНОВ  
Г.В.СЕДЕЛЬНИКОВА  
В.И.СТАРОСТИН  
С.Ф.СТРУЖКОВ



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 2009**

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

Сдано в набор 23.03.09 г.  
Подписано в печать 01.04.09 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: 313-43-47  
E-mail: [tsnigri@tsnigri.ru](mailto:tsnigri@tsnigri.ru)  
Типография ЦНИГРИ: Варшавское шоссе, 129, корп. 1

© «Руды и металлы», 2009

**Недропользование****Subsoil use***Романов С.В., Кичало Я.Я.*

О стартовых размерах разовых платежей при проведении аукционов и конкурсов на право добычи твердых полезных ископаемых

5

*Romanov S.V., Kichalo Ya.Ya.*

On the prepayment rate in the mining claim tenders and auctions (solid minerals)

**Методы и методики прогноза, поисков, оценки и разведки месторождений****Exploration, estimation, and development of mineral deposits: Techniques and methods***Кустов Ю.Е., Зублюк Е.В., Ершова Е.В., Николаев В.И.*

Использование комплексной модели месторождений черных металлов и бокситов для целей прогноза и поисков

10

*Kustov Yu.E., Zublyuk E.V., Ershova E.V., and Nikolaev V.I.*

Usage of the multi-dimensional models in prediction of and exploration for the ferrous metal and bauxite deposits

*Голубев Ю.К., Дорофеев С.А., Котов Д.А.*

Моделирование локального шлихоминералогического ореола в моренных отложениях района Костомукши, Карелия

17

*Golubev Yu.K., Dorofeev S.A., and Kotov D.A.*

Modeling of a local HMC halo in morain, Kostomuksha, Karelia

*Филиппов В.А.*

Перспективы выявления осадочных месторождений меди в верхнерифейских отложениях западного склона Южного Урала

23

*Filippov V.A.*

Neo-Riphean sequence of the West Urals: Its prospectiveness for sedimentary copper deposits

*Ежков Ю.Б., Рахимов Р.Р., Василевский Б.Б., Хантемиров Р.М., Туресебеков А.Х.*

Перспективы расширения Мурунтау-Косманачинского рудного узла (Центральные Кызылкумы, Узбекистан)

28

*Ezhkov Yu.B., Rakhimov R.R., Vasilevsky B.B., Khantemirov R.M., and Turesebekov A.Kh.*

The Muruntau-Kosmanachi gold trend, Kyzylkum desert, Uzbekistan: Future economic views

**Строение рудных месторождений****Structural features of ore deposits***Некрасов А.И.*

Золото-медно-порфировое с серебром оруденение Эндыбальского субвулкана, Западное Верхоянье

46

*Nekrasov A.I.*

Porphyry (Au-Cu±Ag) mineralization related to the Endybalsk subvolcano, West Upper Yana area, Russia

**Аппаратурно-технические средства и технологии геологоразведочных работ****Geological exploration: Techniques and methods***Никулин А.И., Романчук А.И., Павлова Н.Н., Пономаренко В.И., Жарков В.В., Богомолов В.А.*

Технология переработки золотосодержащих руд месторождения Сухой Лог с предварительной крупнокусковой фотометрической сепарацией

68

*Nikulin A.I., Romanchuk A.I., Pavlova N.N., Ponomarenko V.I., Zharkov V.V., and Bogomolov V.A.*

Sukhoi Log gold deposit: Ore processing using preliminary photometric separation

Памяти		In memoriam
С.С.Бондаренко	78	S.S.Bondarenko
А.Д.Федина	79	A.D.Fedin

**Краткие сообщения****Brief communications**

<i>Образцов А.И.</i>		<i>Obraztsov A.I.</i>
О типичности и уникальности месторождений (на примере золоторудных объектов Средней Азии)	80	Lode gold deposits in Central Asia: Unique vs. typical

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

С.Г.Арцеву	83	S.G.Artseva
В.Ф.Лоскутова	83	V.F.Loskutov
В.М.Яновского	84	V.M.Yanovsky

# НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЕ



УДК 553:347.451.6

© С.В.Романов, Я.Я.Кичало, 2009

## О СТАРТОВЫХ РАЗМЕРАХ РАЗОВЫХ ПЛАТЕЖЕЙ ПРИ ПРОВЕДЕНИИ АУКЦИОНОВ И КОНКУРСОВ НА ПРАВО ДОБЫЧИ ТВЕРДЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

С.В.Романов (ЦНИГРИ Роснедра МПР России), Я.Я.Кичало (Роснедра МПР России)

*При проведении аукционов (конкурсов) на право геологического изучения и добычи полезных ископаемых в расчете стартового размера разового платежа в качестве товарной продукции рекомендуется принимать небогатую руду. Цена руды рассчитывается по предприятиям-аналогам или с учетом технологико-экономических показателей.*

С конца 90-х годов предоставление права пользования недрами в России с целью геологического изучения (поиски и оценка), разведки и добычи полезных ископаемых осуществляется на аукционной (конкурсной) основе. Главным критерием выявления победителя при проведении аукциона на право пользования участком недр служит размер разового платежа за пользование недрами, предложенный участниками аукциона. Поэтому вопрос о стартовой величине разового платежа исключительно важен при подготовке условий проведения аукциона (конкурса).

В Законе «О недрах» оговаривается минимальное значение разового платежа не менее 10% от

суммы налога на добычу полезных ископаемых (НДПИ) в расчете на среднегодовую проектную мощность предприятия [3].

Стартовый размер разового платежа, который фиксируется в условиях проведения аукциона (конкурса) на право пользования конкретным участком недр, законом не регламентируется. На практике оптимальная его величина для аукционов по участкам недр с твердыми полезными ископаемыми определялась экспертным путем и зависела от наличия и достоверности исходных данных, квалификации эксперта и примененного им метода расчета.

По результатам аукционов и конкурсов, проведенных в 2007 г. и за девять месяцев 2008 г., видно, что в среднем окончательный платеж по итогам аукционов в 2008 г. в 15,6 раза превышает стартовый, по конкурсам — в 2 раза (табл. 1).

Отношение стартового платежа к окончательному зависит от вида полезного ископаемого и отражает «справедливость» размера стартового разового платежа, инвестиционную привлекательность лицензируемого участка, в том числе конъюнктурный спрос на тот или иной вид полезного ископаемого (табл. 2).

На рисунке показано распределение состоявшихся аукционов по числу шагов. Более 50% прошедших аукционов заканчивались на первом шаге, что свидетельствует об отсутствии в ряде случаев действительной состязательности на торгах, а также возможном сговоре участников. Такое становится более вероятным в случае установления усло-

### 1. Аукционы и конкурсы 2007–2008 гг.

Платежи	2007	На 01.10.08
Число торгов	434	109
В том числе:		
аукционы	391	93
конкурсы	43	16
Сумма стартовых разовых платежей, млн. руб.	6364	16 490
В том числе:		
по аукционам	4648	6325
по конкурсам	1716	10 165
Сумма окончательных разовых платежей, млн. руб.	12 114	119 397
В том числе:		
по аукционам	10 373	98 728
по конкурсам	1740	20 669

**2. Отношение размера окончательного разового платежа к стартовому ( $K$ ) для различных видов полезных ископаемых (по итогам аукционов 2008 г.)**

Вид полезного ископаемого	$K$
Алмазы	4,2
Au рудное	3,1
Au россыпное	1,2
Cu	1,2
Pb <sup>1</sup>	2,9
Ni	6,6
Sn	1,1
Ag	1,5
Pt	4,1
Mo <sup>2</sup>	1,8
K-Mg соли <sup>3</sup>	20,8
Каменный уголь	16,3
Железные руды	1,2
Цементное сырье <sup>4</sup>	7,1
Огнеупорные глины	1,1

<sup>1</sup>Данные за 2005–2008 гг.

<sup>2</sup>Данные за 2005–2008 гг.

<sup>3</sup>В 2008 г. состоялось два аукциона.

<sup>4</sup>Данные за 2007 г.

виями аукциона заниженного стартового размера разового платежа. Установление завышенного стартового размера разового платежа приводит к отсутствию желающих принять участие в торгах. Представляется, что отношение стартового размера разового платежа к окончательному не должно превышать 3–5. Решение проблемы лежит в повышении качества расчета стартового размера разового платежа, учитывающего реальную ценность участка и конъюнктуру на рынке конкретного вида минерального сырья.

ЦНИГРИ в инициативном порядке разработаны «Временные методические рекомендации по определению стартовых размеров разовых платежей за пользование недрами при подготовке конкурсов и аукционов на право пользования участками недр, содержащими твердые полезные ископаемые». Временные рекомендации утверждены Федеральным агентством по недропользованию приказом от 05.05.2008 г. № 417 [1]. Согласно этому документу расчет стартового размера разового платежа осуществляется в режиме экспрессной оценки, предполагающей использование ограниченного числа укрупненных показателей и принятие определенных упрощений по сравнению со стандартной геолого-экономической оценкой. Вид полезного ископаемого, его качество и количество, горно-технические условия разработки отражаются через цену реализации добытого полезного ископаемого, производительность предприятия и ставку налога

на добычу участниками определения минимального размера разового платежа. Геологическая изученность, подготовленность к промышленному освоению и географо-экономическое положение участка недр учитываются соответствующими поправочными коэффициентами ( $K_{из}$  и  $K_{гэ}$ ), позволяющими перейти от минимального размера разового платежа к стартовому. Эти коэффициенты получены эмпирически по материалам подготовки аукционов (конкурсов) в 2007 г.

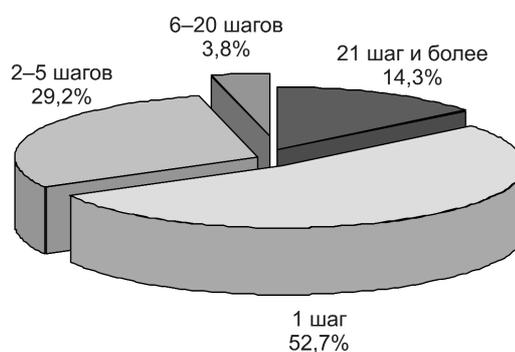
В течение последнего полугодия 2008 г. большая часть расчетов стартового размера разового платежа выполнена в соответствии с Временными рекомендациями.

Анализ расчетов стартовых размеров разовых платежей, выполненных территориальными органами Роснедра при подготовке проектов порядка и условий проведения аукционов (конкурсов), показывает, что у экспертов возникают определенные трудности при применении положений Налогового кодекса Российской Федерации (НК РФ) [5] в части выбора вида товарной продукции будущего предприятия и определения ее цены, что существенно влияет на результаты расчетов.

Основные варианты используемых подходов даны в табл. 3. Так, использование варианта, когда в качестве товарной продукции принимается руда, а цена ее рассчитывается по себестоимости добычи, приводит к занижению размера стартового разового платежа в 5–10 раз и более. В этом случае в размере разового платежа не учитываются качественные характеристики руды и, в первую очередь, содержание полезного компонента (см. табл. 3, *примеры 1–3*).

Применение для оценки стоимости добываемого минерального сырья цены содержащегося в ней полезного компонента может привести к завышению стартового размера разового платежа (см. табл. 3, *примеры 4–6*).

Выбор товарной продукции предприятия и определение ее цены при расчете НДС регламен-



Распределение аукционов по числу шагов, 2007 г.

### 3. Примеры подходов территориальных органов к выбору товарной продукции и определению ее цены при расчетах стартового размера разового платежа

№№ п/п	Территориальный орган Роснедра, выполнявший расчет	Месторождение, полезное ископаемое	Товарная продукция	Цена товарной продукции
1	Мурманскнедра	Ковдорское, апатит-шпательные руды	Апатитовые руды	По себестоимости добычи руды, около 100 руб./т
2	Челябинскнедра	Копанское, титаномагнетитовые руды	Титаномагнетитовые руды	То же, около 240 руб./т
3	Оренбургнедра	Весеннее, медноколчеданные руды	Многокомпонентная руда	То же, 290 руб./т
4	Красноярскнедра	Месторождение германиеносных лигнитов	Германиевый концентрат	По цене реализации концентрата, около 40 тыс. руб./т
5	Челябинскнедра	Таштыбутакское, жильный кварц	Чистый жильный кварц	По цене чистого жильного кварца, около 4540 руб./т
6	Якутнедра	Верхнее-Менкече, серебро-содержащие полиметаллические руды	Руда	По цене чистого металла, содержащегося в 1 т руды (Ag, Pb, Zn, Cd)
7	Севзапнедра	Междуреченское, горючие сланцы	Горючие сланцы	По цене товарной продукции (сланцы)
8	Центрнедра	Рюриковское, бурый уголь	Бурый уголь	По цене товарной продукции (уголь)

тируются НК РФ. Согласно подпункту 1 пункта 1 статьи 336 НК РФ объектом обложения НДС признаются полезные ископаемые, добытые на участке недр, предоставленном налогоплательщику.

В силу пункта 1 статьи 337 НК РФ полезным ископаемым признается продукция горнодобывающей промышленности, содержащаяся в добытом минеральном сырье и соответствующая по качествам указанным в пункте 1 статьи 337 НК РФ стандартам. Минеральное сырье — порода, фактически добытая из недр [4].

В связи с этим при определении объекта обложения НДС следует иметь в виду, что продукция, полученная при дальнейшей переработке (обогащении, технологическом переделе) полезного ископаемого и являющаяся производным продуктом обрабатывающей промышленности, в силу второго абзаца пункта 1 статьи 337 НК РФ не может быть признана полезным ископаемым. Указанные ссылки говорят о том, что в качестве полезного ископаемого следует принимать руду. Однако согласно пункту 7 статьи 339 НК РФ при определении количества полезного ископаемого учитывается весь комплекс технологических операций, предусмотренных техническим проектом разработки месторождения полезного ископаемого.

Пленум Высшего Арбитражного Суда Российской Федерации в постановлении от 18.12.2007 г. № 64 по вопросам НДС дает разъяснения по применению указанных выше статей НК РФ [7]. Нормы НК РФ не могут быть истолкованы как означающие, что полезным ископаемым во всех случаях призна-

ется конечная продукция разработки месторождения, поскольку проектом разработки конкретного месторождения может быть предусмотрена необходимость осуществления в отношении полезного ископаемого операций, относящихся не только к добыче, но и к его дальнейшей переработке. Так, Федеральный арбитражный суд Восточно-Сибирского округа в постановлении от 09.04.2004 г. [8], рассматривая кассационную жалобу ОАО «Жирекский горнообогатительный комбинат», установил, что в соответствии с подпунктом 5 пункта 2 статьи 337 НК РФ видом добытого полезного ископаемого в данном случае являются полезные компоненты комплексной руды, извлекаемые из нее при их направлении внутри организации на дальнейшую переработку (обогащение, технологический передел), т.е. железорудный концентрат (ТУ 14-5243-1-97). В числе аргументов приводилась выдержка из действующего Общероссийского классификатора продукции ОК 005-93 (утверждена Приказом Ростехрегулирование от 27.03.2007 г. № 50-ст) [6], согласно которому класс «руда железная» подразделяется на подклассы «руда железная сырая», «руда железная товарная необогащенная», «концентрат железорудный».

Арбитражные суды в ряде случаев предлагают различать руду и товарную руду (присутствующий в НК РФ термин — подпункт 4 пункта 2 статьи 337), ссылаясь на классификатор ОК 005-93. Делается вывод, что добытым полезным ископаемым может быть признана как руда, так и концентрат, т.е. то, что указано в техническом проекте в качестве конечной продукции.

Как видно из приведенных выше ссылок, нормы НК РФ, решения судебных органов и иные документы по данному вопросу неоднозначны, иногда противоречивы и допускают различное толкование.

Полагаем, что для расчета стартового размера разового платежа вопрос о выборе товарной продукции может быть решен следующим образом.

В порядке и условиях проведения аукциона (конкурса) указывается стартовый размер разового платежа, расчет которого предусматривает принятие решения о том, что будет считаться товарной продукцией. Отсутствие на этой стадии технического проекта освоения лицензионного участка не позволяет, ссылаясь на него, обосновать выбор в пользу руды или концентрата. Учитывая, что лицензия, получаемая недропользователем по результатам аукциона, предусматривает в итоге добычу полезного ископаемого и не фиксирует требование о его дальнейшей переработке, полагаем, что принятие в качестве товарной продукции руды будет оптимальным с точки зрения общности подхода для всех случаев при расчете стартового размера разового платежа.

Следующий вопрос, который необходимо решить при расчете стартового размера разового платежа, — о цене товарной продукции.

Согласно экономической теории разовый платеж является частью механизма распределения горной ренты между недропользователем и государством. Горная рента представляет собой сверхдоход, который образуется при добыче полезного ископаемого после расходов на добычу и получения прибыли, определяемой типичной нормой отдачи на инвестиции в данном секторе экономики.

В общем виде цены на руду устанавливаются исходя из цены 1 т полезного компонента, который может быть получен из этой руды, с учетом издержек производства по добыче и переработке руды.

Так как лицензия предполагает в итоге добычу полезного ископаемого, кроме случаев выдачи лицензии только на геологическое изучение, рассмотрим реализацию продукции горнодобывающим предприятием. Товарной продукцией такого предприятия является руда, которую оно реализует другому предприятию — обогатительной фабрике. Товарная продукция обогатительной фабрики — концентрат, который фабрика реализует на рынке. Цена 1 т концентрата составит:

$$C_{\text{конц.}} = \frac{C_{\text{конц.}}}{C_{\text{руд.}} - a} (C_{\text{руд.}} + Z_{\text{об.}}) + П, \quad (1)$$

где:  $C_{\text{конц.}}$  — цена реализации концентрата;  $C_{\text{конц.}}$  — содержание полезного компонента в концентрате;  $C_{\text{руд.}}$  — содержание полезного компонента в руде;  $a$  — технологические потери при обогащении

(определяются через извлечение);  $C_{\text{руд.}}$  — цена 1 т руды;  $Z_{\text{об.}}$  — стоимость обогащения 1 т руды;  $П$  — ожидаемая чистая прибыль обогатительной фабрики на 1 т концентрата (может быть оценена через среднюю норму прибыли для перерабатывающего предприятия на уровне 10–20%).

Из уравнения (1) определим цену руды:

$$C_{\text{руд.}} = (C_{\text{конц.}} - П) \frac{C_{\text{руд.}} - a}{C_{\text{конц.}}} - Z_{\text{об.}} \quad (2)$$

Для примера рассмотрим расчет стартового размера разового платежа при проведении аукциона на право пользования недрами в целях разведки и добычи апатит-штаффелитовых руд Ковдорского месторождения.

Лицензионный участок расположен в западной части Кольского полуострова в 3 км к юго-западу от г. Ковдор. Площадь участка составляет 1,3 км<sup>2</sup>, запасы руды (млн. т) по категории А+В+С<sub>1</sub> — 41,6, С<sub>2</sub> — 2,1, забалансовые — 4,3.

В качестве исходных данных использованы: проект порядка и условий проведения аукциона, подготовленный Мурманскнедра; Технико-экономическое обоснование постоянных разведочных кондиций для подсчета запасов магнетитовых и апатитовых руд Ковдорского месторождения для открытой добычи ОАО «Ковдорский ГОК» (май 2008 г.); ГОСТ 22275-90 Апатитовый концентрат «Стандарт»; результаты торгов Московской фондовой биржи 2007–2008 гг. по апатитовому концентрату марки «Стандарт» (материалы сайта www.mse.ru).

По указанным источникам принято: стоимость обогащения руды — 130 руб./т; цена концентрата — 3600 руб./т; содержание P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> в руде — 15,5%; содержание P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> в концентрате — 39%; извлечение — 63,9%. Использование приведенных значений в формуле (2) дает цену товарной продукции (apatит-штаффелитовой руды) 600 руб./т.

Дальнейший расчет стартового размера разового платежа выполняется в соответствии с Временными методическими рекомендациями [1].

Расчетная формула:

$$РП = 0,1 \cdot V_{\text{ср}} \cdot C_{\text{тп}} \cdot C_{\text{ндпи}} \cdot (1 + K_{\text{из}} + K_{\text{гз}}), \quad (3)$$

где:  $V_{\text{ср}}$  — среднегодовой объем добычи товарной продукции (2,2 млн. т руды);  $C_{\text{тп}}$  — цена товарной продукции (600 руб./т);  $C_{\text{ндпи}}$  — ставка налога на добычу полезного ископаемого (4%);  $K_{\text{из}}$  — коэффициент, учитывающий изученность участка недр (12);  $K_{\text{гз}}$  — коэффициент, учитывающий географо-экономические условия участка недр (4).

Стартовый размер разового платежа, определенный при указанных выше условиях, составит 89,8 млн. руб.

**4. Средние коэффициенты извлечения и доля стоимости товарных концентратов  
в стоимости готового металла [2, 9]**

Месторождения (продукты)	Металл	Стоимость концентратов, % от стоимости заключен- ного в них металла	Коэффициент извлечения, %
Месторождения цветных металлов	Cu	75	90
	Zn	50	90
	Pb	65	90
	Ni	65	80
	Au	95	80
Месторождения олова	Sn	94	60
Месторождения вольфрама	По WO <sub>3</sub>	50	60
Золоторудные месторождения	Au	98	90
Концентраты, кроме цинковых	Ag	95	80

При отсутствии в распоряжении эксперта, выполняющего расчет стартового размера разового платежа, цен на концентрат, могут быть использованы цены на металл и среднестатистические показатели доли стоимости товарных концентратов в стоимости готового металла (табл. 4).

Таким образом, в расчете стартового размера разового платежа при проведении аукционов и конкурсов на право геологического изучения и добычи полезных ископаемых в качестве товарной продукции рекомендуется принимать необогащенную руду.

Цена руды рассчитывается по предприятиям-аналогам (когда на последних есть реальная реализация руды как товарной продукции) или с учетом содержания полезного компонента, технологических потерь, цены на рынке первого продукта, по качеству соответствующего стандартным требованиям, и стоимости переработки руды до этого продукта.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Временные методические рекомендации по определению стартовых размеров разовых платежей за пользование недрами при подготовке конкурсов и аукционов на право пользования участками недр, содержащими твердые полезные ископаемые* (утверждены приказом Роснедра от 05.05.2008 № 417).

2. *Дергачев А.Л., Хилл Дж., Казаченко Л.Д.* Финансово-экономическая оценка минеральных месторождений. – М.: Изд. МГУ, 2000.
3. *Закон Российской Федерации «О недрах»* (от 21.02.1992 № 2395-1).
4. *Методические рекомендации по применению главы 26 «Налог на добычу полезных ископаемых» НК РФ* (утверждены приказом МНС РФ от 02.04.2002 № БГ-3-21/170, с изменениями от 03.09.2002 п. 3).
5. *Налоговый кодекс Российской Федерации. Ч. 2* (от 05.08.2000 № 117-ФЗ).
6. *Общероссийский классификатор продукции ОК 005-93* (утвержден приказом Ростехрегулирование от 27.03.2007 № 50-ст). Класс 07 1000.
7. *Пленум Высшего Арбитражного Суда Российской Федерации. Постановление от 18.12.2007 № 64 «О некоторых вопросах, связанных с применением положений Налогового кодекса Российской Федерации о налоге на добычу полезных ископаемых, налоговая база по которым определяется исходя из их стоимости».*
8. *Постановление кассационной инстанции Федерального арбитражного суда Восточно-Сибирского округа по проверке законности и обоснованности решений (постановлений) арбитражных судов, вступивших в законную силу* (от 09.04.2004. Дело № А78-2867/030С2-18/217-Ф02-1008/04-С1).
9. *Ценовая информация. Вып. 2007–2008 гг.* – М.: Цена-информ.

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



УДК [553.3+553.492.1].001.57

© Ю.Е.Кустов, Е.В.Зублюк, Е.В.Ершова, В.И.Николаев, 2009

## ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОМПЛЕКСНОЙ МОДЕЛИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЧЕРНЫХ МЕТАЛЛОВ И БОКСИТОВ ДЛЯ ЦЕЛЕЙ ПРОГНОЗА И ПОИСКОВ

Ю.Е.Кустов, Е.В.Зублюк, Е.В.Ершова, В.И.Николаев (ВИМС Роснедра МПР России)

*На восточном склоне Урала в зоне проектируемой железной дороги Ивдель – Лабитнанги известны месторождения и рудопроявления черных металлов и бокситов определенных геолого-промышленных типов. Использование физико-геологических моделей известных объектов в сочетании с критериями и признаками локализации оруденения позволяет выделять перспективные площади для поисков аналогичных месторождений.*

**Бокситы.** Отложения палеозойского бокситоносного комплекса расположены в Сосьвинско-Петропавловской структурно-формационной зоне Северного Урала. Определяющая черта данного комплекса — развитие мощной нижне-среднедевонской рифогенно-плитчатой формации, представленной подрудными рифогенными розовато-красными и светло-серыми массивными, брекчиевидными известняками ( $S_2p-D_1$ ), и среднедевонской рудовмещающей рифогенно-плитчатой карбонатной формации. В составе геосинклинального комплекса выделяются два бокситорудных горизонта с различной продуктивностью: субровский — на границе нижнего и среднего девона и богословский — внутри среднего девона. Субровский рудный горизонт залегает на различных отложениях нижнего девона и перекрывается известняками нижнего эйфеля; богословский имеет скользящие границы и фиксируется либо на границе нижнего–среднего эйфеля, либо эйфеля–живета (рис. 1).

Месторождения бокситов представлены линзовидно-пластообразными залежами в карбонатных толщах, образующих моноклиналь с углами падения 20–30° на восток, осложненную по восточной границе продольными надвигами и серией поперечных и продольных разломов. Бокситорудный горизонт субровского типа отличается преобладающим развитием красноцветных собственно континентальных фаций бокситов. Для руд богословского типа характер-

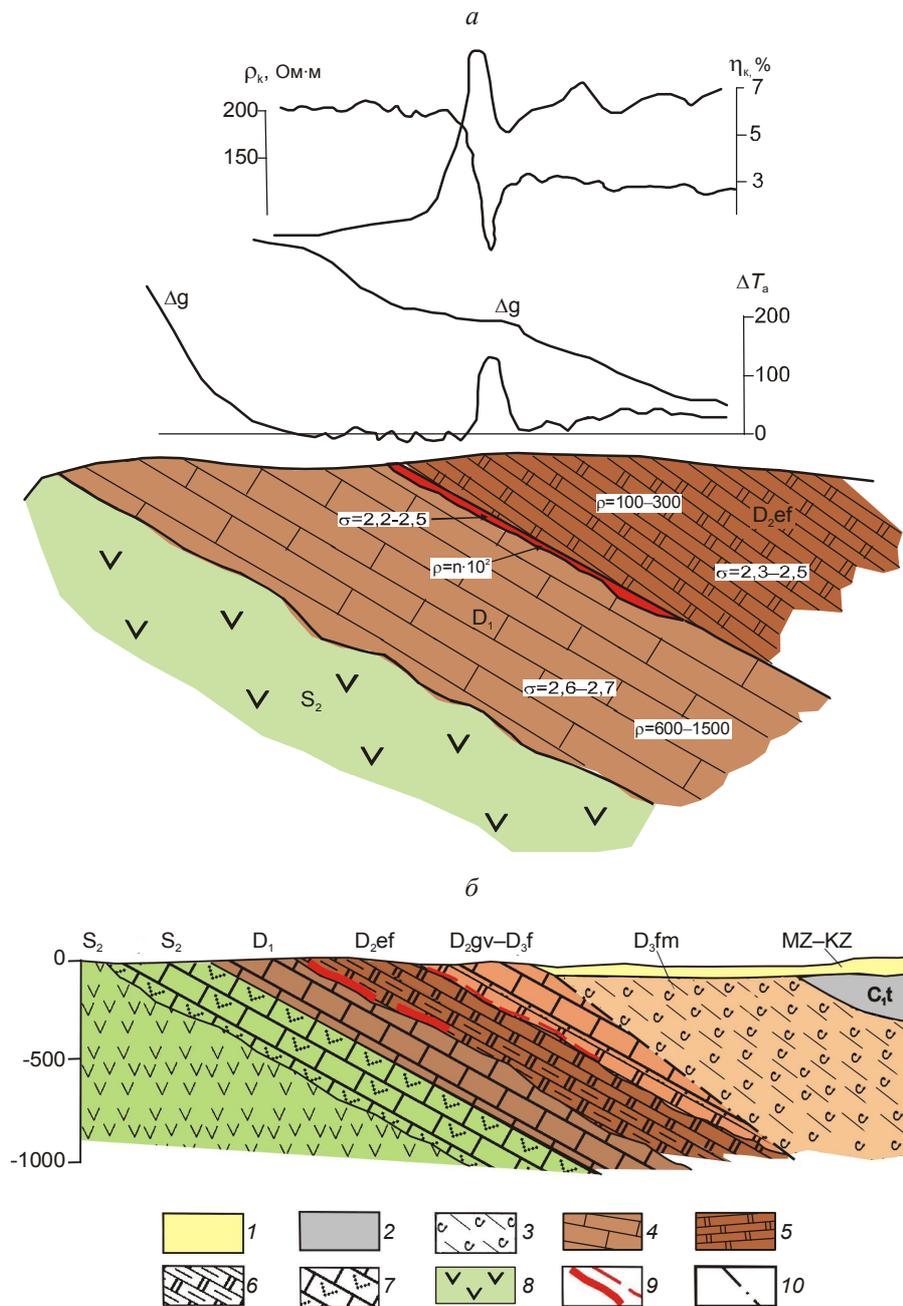
но преимущественное развитие верхнего и среднего горизонтов красных каменистых бобово-обломочных, яшмовидных и лагунных пестроцветных бокситов, часто слабо пиритизированных. Мощность бокситорудных горизонтов колеблется в пределах от первых метров до 25–30 м.

Бокситы перекрываются лагунными отложениями, представленными темно-серыми углисто-глинистыми, слабо пиритизированными сланцами, которые вверх по разрезу переходят в темно-серые, серые глинистые и битуминозные известняки с линзами светло-серых известняков. По простиранию и падению лагунный перекрывающий комплекс замещается рифогенными серыми и светло-серыми известняками.

Формирование месторождений бокситов геосинклинального типа определяется рудоконтролирующими факторами.

*Палеогеоморфологический.* Крупные по запасам, с высоким качеством бокситов месторождения субровского типа приурочены к обширным эрозионно-карстовым котловинам на поверхности высоких рифовых плато со сложным карстовым рельефом. Средние по запасам месторождения сосредоточены в прибрежных равнинах с эрозионно-карстовым рельефом, мелкие — на склонах мелких рифовых атоллов и в прилегающей области морского мелководья.

*Рудно-формационный.* Масштаб и качество оруденения контролируются фациальным комплек-



**Рис. 1. Физико-геологическая модель месторождений бокситов геосинклинального типа (а), проектный геологический разрез бокситоносных отложений в пределах участка детализации (б):**

1 — мезокайнозойские отложения; 2 — каменноугольные известняки; девонские отложения: 3 — туфогенно-терригенная толща, прослои карбонатных и углистых сланцев (возр.?), 4 — известняки светло-серые, серые плитчатые, 5 — известняки серые плитчатые, 6 — известняки темно-серые плитчатые; 7 — известняки розовато-красные массивные и брекчиевидные с прослоями туфов и порфиритов; 8 — туфы, туфопесчаники, базальтовые порфириты; 9 — предполагаемые бокситоносные горизонты; 10 — разрывные нарушения

сом бокситорудной формации, сформированной в периоды континентальных перерывов. Месторождения субровского типа характеризуются наличием полного комплекса литолого-фациальных типов

бокситов и преимущественным развитием континентальных фаций — красных марких (элювиальных) и каменных бобово-обломочных (делювиально-пролювиальных) разностей.

*Морфология и условия залегания рудных тел.* Оруденение представлено наклонными крупными пластообразными залежами протяженностью 1–7 км, шириной до 2,5–3 км, мощностью от 2–5 до 10–15 м (субровский тип), а также более мелкими линзовидно-пластообразными залежами с прерывистым типом оруденения. Глубина залегания от поверхности до 1,5–2 км.

*Геофизический.* Повышенная магнитная восприимчивость бокситов (до 100 нТл) позволяет проводить прямые поиски на участках развития мелких тел каменистых бокситов, залегающих вблизи от поверхности. Над выходами рудных пластов на поверхности могут наблюдаться пониженные значения удельного электрического сопротивления ( $\rho_k$ , Ом·м) по сравнению с высокоомными известняками, а также повышенные значения поляризуемости.

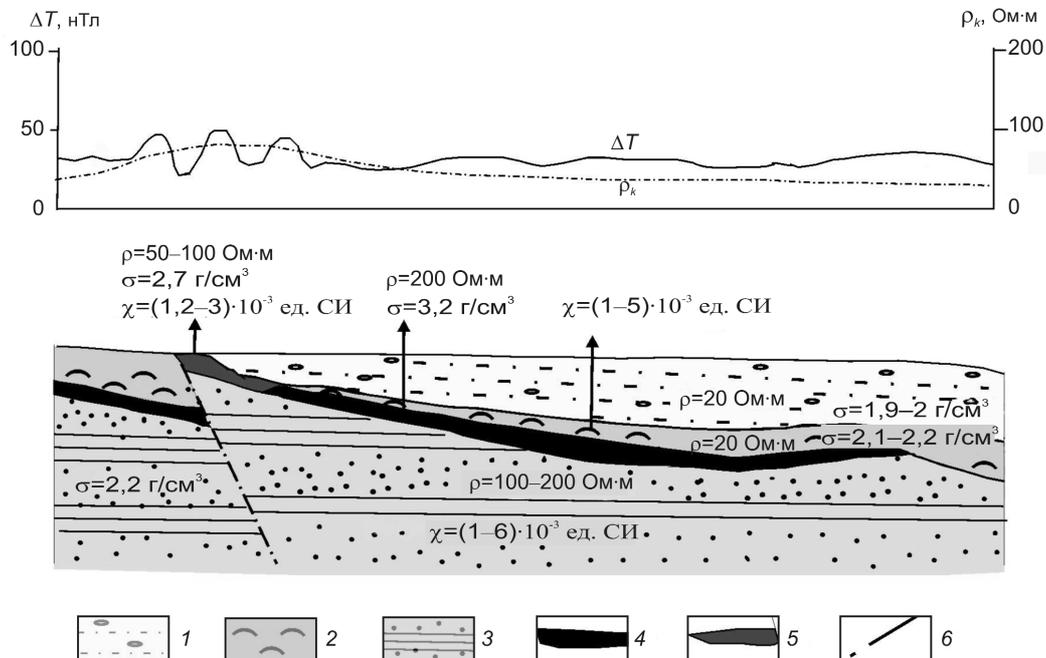
**Марганец.** Наиболее значительным марганцеворудным районом в пределах Восточно-Уральской марганценозной провинции является Северо-Уральский рудный район, который приурочен к краевой части эпигерцинской Западно-Сибирской плиты. Район сложен осадочными отложениями мезокайнозойского чехла, залегающими на породах палеозойского складчатого основания. Мощность

мезокайнозоя в южной части бассейна на широте г. Серов составляет порядка 200 м, максимальные мощности (700 м) фиксируются на севере бассейна в восточной части Бурмантовской площади. Отложения чехла образуют моноклираль с углами падения 2–3° на восток. В основании чехла выделяются образования коры выветривания, представленные преимущественно гидрослюдисто-каолинитовыми глинами мощностью несколько десятков метров. В составе чехла развиты прибрежно-морские и континентальные глинисто-песчаные отложения.

Локализация оруденения для марганцеворудных объектов североуральского типа определяется перечисленными ниже факторами.

*Стратиграфический.* Продуктивными на марганец являются верхнемеловые сантонские и нижнепалеогеновые отложения. Основное оруденение локализовано в палеогеновом горизонте. Мощность перекрывающих отложений составляет 0–200 м.

*Формационный.* Марганценозная формация — кремнисто-песчано-глинистая с глауконитом — сложена песчаниками, алевролитами, алевролитами, кремнистыми породами (опоками, диатомитами). Рудовмещающие отложения в подрудной части представлены преимущественно глинисто-песчани-



**Рис. 2. Физико-геологическая модель марганцеворудного объекта североуральского типа уровня «месторождение»:**

1 — четвертичные глинисто-песчано-галечные отложения; 2 — перекрывающие отложения (диатомиты, опоки, опоквидные глины); 3 — подстилающие отложения (аргиллиты, глауконит-кварцевые пески); 4 — карбонатные руды; 5 — окисленные руды; 6 — разрывные нарушения

стыми породами, а также кремнистыми (диатомовыми) глинами, аргиллитами, глауконит-кварцевыми песками, в надрудной — кремнисто-глинистыми породами (опоки, аргиллиты, глины) (рис. 2).

**Структурно-тектонический.** Оруденение локализовано на промежуточной тектонической ступени в пределах Западной тектонической зоны. Структура рудных полей осложнена дорудными нарушениями взбросово-сбросового характера северо-северо-восточного простирания. Сложная тектоника обуславливает блоковую структуру рудных полей, формирование флексур и смятие марганцевого горизонта в складки, резкое изменение мощности.

**Геоморфологический.** Марганцеворудный горизонт приурочен к тектонической зоне, характеризующейся наличием субширотных отрезков древнететертичных палеодолин (Лозьвинской, Бурмантовской), выполненных глинисто-песчано-галечными отложениями мощностью до 150 м. В результате их развития наблюдаются эрозионный врез и расчленение марганцеворудного горизонта в пределах рудных полей. Выделяются рудные пласты, выходящие на уровень современного эрозионного среза, и скрытое оруденение.

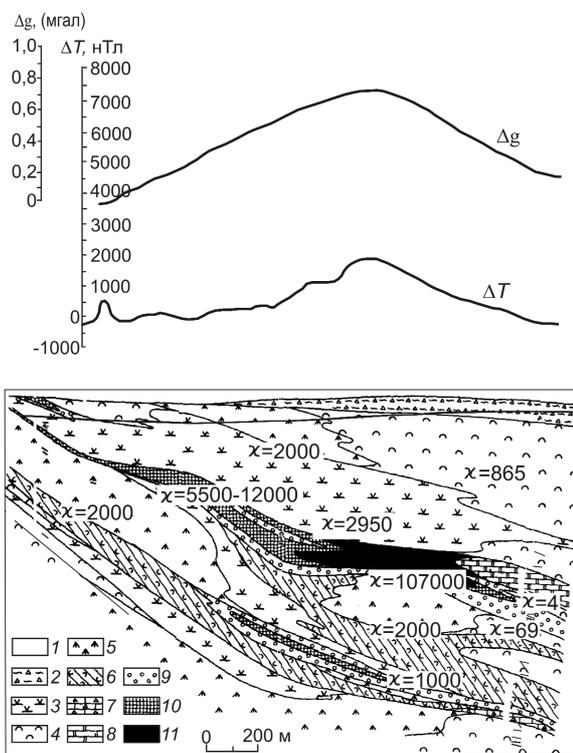
**Геофизический.** Проявленность в геофизических полях марганцеворудных объектов незначительная. По результатам наземных геофизических работ на других объектах отмечаются аномалии поляризуемости марганцевых руд псиломелан-пирролюзитового состава в зоне окисления (от 10–12 до 30–38%) за счет минералов с очень высокой поляризуемостью (пирролюзит 80–98%, псиломелан 30–49%) и низким удельным электрическим сопротивлением.

**Морфология и условия залегания рудных тел.** Преобладают полого залегающие линзовидно-пластовые залежи протяженностью 1–5 км, средней мощностью 2–3 м. Глубина их залегания от 1 до 150–200 м.

Залежи марганцевого карбонатного рудно-формационного типа представлены в значительной мере карбонатными (манганит-родохрозитовыми) рудами со слабо проявленными вторично окисленными разностями. Формирование зоны окисления первичных карбонатных руд, наиболее проявленной в геофизических полях, приурочено к эрозионному срезу на выходах пласта на поверхность. Глубина формирования зоны окисления 30–60 м.

**Железные руды.** Месторождения магнетитовых руд связаны со скарново-магнетитовой формацией складчатых областей палеозоя и скарнированной магнезиальной формацией докембрийских складчатых областей.

Месторождения скарново-магнетитовой формации в пределах Тагильской структурной мегазоны приурочены к массивам габбро-диорит-гранодиоритового ряда, которые прорывают верхнесилурийско-нижнедевонскую вулканогенно-осадочную толщу (рис. 3). В составе формации выделяются месторождения, локализованные в силур-девонской вулканогенно-осадочной толще и в габброидах (естюнинский геолого-промышленный тип). Общей особенностью структурного размещения месторождений скарново-магнетитовой формации является их нахождение в зонах интенсивного и многократного дробления (брекчирования). На крупных месторождениях оруденение



**Рис. 3. Физико-геологическая модель скарново-магнетитового железорудного месторождения в верхнесилурийских вулканитах (на примере VI рудного тела Третьего Северного месторождения):**

1 — делювий; 2 — кора выветривания; 3 — андезито-базальтовые порфириды ( $\chi=2950$ ); 4 — туфы и туфобрекчии андезито-базальтовых порфиридов ( $\chi=865$ ); 5 — диабазовые порфириды ( $\chi=2000$ ); 6 — слоистые туфы и туфобрекчии ( $\chi=1000$ ); 7 — известковистые туфобрекчии; 8 — мраморы ( $\chi=4$ ); 9 — скарны в основном из эпидота, амфибола, кальцита, хлорита, граната ( $\chi=69$ ); 10 — скарновые магнетитовые руды ( $\chi=5500-12000$ ); 11 — массивные магнетитовые руды ( $\chi=107000$ );  $\chi=n \cdot 10^{-6}$ ед. СГС =  $n \cdot 4\pi \cdot 10^{-5}$ ед. СИ — магнитная восприимчивость;  $\Delta g$ , мгал — график силы тяжести;  $\Delta T$ , нТл — график магнитного поля

проявляется в виде серии крутопадающих (40–80°) и пологозалегающих рудных тел пласто- и линзовидной формы, согласных с вмещающими толщами, реже встречаются столбо-, штокообразные и жильные тела. Рудные тела представлены массивными и вкрапленными рудами. Размеры их по простиранию от 300–600 до 2000–2900 м, по падению — до 500–2000 м; мощность от 50 до 300 м, редко более.

К основными породообразующим минералам относятся пироксен, калиевый полевой шпат, роговая обманка, диопсид, серпентин, эпидот, скаполит, амфиболы, хлорит, кальцит, биотит, апатит. Среднее содержание в рудах главных и попутных компонентов, %:  $Fe_{\text{общ}} > 30$ ,  $TiO_2$  0,2–0,3,  $P_2O_5$  0,03, V 0,1. Второстепенные рудные минералы — гематит, мартит, мушкетовит, пирротин, халькопирит.

Прямым прогнозно-поисковым признаком потенциального железорудного месторождения является наличие совмещенных в плане локальных аномалий магнитного и гравитационного полей. Крупным и сверхкрупным месторождениям скарново-магнетитовых руд соответствуют также значительные по размерам (до 12 км<sup>2</sup>), субизометрические по форме магнитные и гравитационные аномалии высокой напряженности (до 50 тыс. нТл и 4–10 мгал соответственно), но с более усложненной морфоструктурой поля. Компактно выдержанные магнитные аномалии, имеющие средние градиенты (5–10 нТл/м) интенсивностью >2200 нТл и размеры по полумаксимуму не более 400×900 м, а также совмещенные с ними в плане локальные аномалии силы тяжести интенсивностью >0,5 мгал и размером не более 700×1000 м перспективны на выявление промышленного магнетитового оруденения с запасами до 100 млн. т, залегающего на глубинах до 400 м.

Месторождения в верхнепротерозойских толщах Центрально-Уральской структурно-тектонической зоны представлены стратиформными пласто-линзовидными залежами, локализованными в метатерригенных, песчано-алевролит-глинистых формациях. Толщи смяты в сложные складки, заключенные в них рудовмещающие породы и рудные тела часто разбиты разломами на отдельные блоки, смещены как по вертикали, так и горизонтально на расстояния, достигающие нескольких сотен метров. Рудные пласты крутопадающие, залегают на различных глубинах от 0 до 1000 м. Рудные тела фиксируются локальными магнитными, в меньшей степени гравитационными, геофизическими и литохимическими аномалиями, отчетливо выделяющимися на фоне спокойных полей, присущих безрудным толщам (рис. 4).

К промышленным типам относятся магнетитовые и магнетит-гематитовые руды. Для метаморфогенных месторождений маньхамбовского типа характерен парагенезис руд железа и редких металлов.

Прогнозно-геологическая модель базируется на геотектонических, геологических, структурно-тектонических, геохимических, геофизических элементах с учетом данных о вещественном составе руд, вмещающих пород, их минералого-геохимических особенностях.

Геотектонические элементы отражаются в приуроченности рудопроявлений к комплексам, залегающим в обрамлении древних блоков, стратиграфические — к верхнепротерозойским толщам геосинклинальных областей. Структурные элементы выражаются в контроле рудных залежей зонами с развитой разрывной и пликативной тектоникой (крылья антиклинальных и синклинальных складок, осложненных разрывными нарушениями), формационные — в локализации залежей в вулканогенно-осадочных формациях. Подрудные отложения представлены преимущественно прибрежно-морскими терригенными отложениями (аркозовые кварциты), рудовмещающие — морскими туфогенно-карбонатно-алевритовыми (известняки, углито-глинистые, кремнистые сланцы, эффузивы).

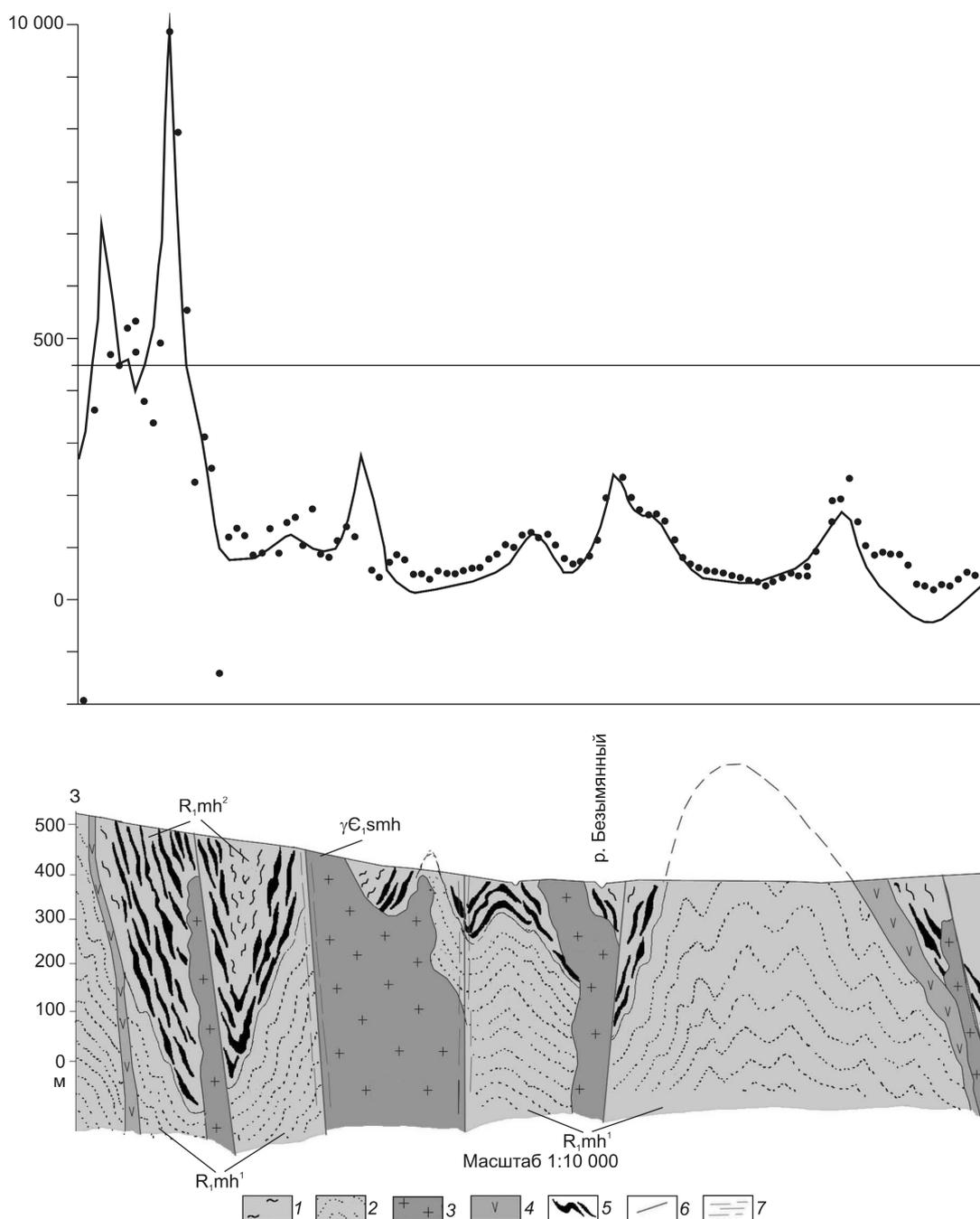
Морфология рудных тел пластообразная, линзовидная. Мощность залежей достигает первых десятков метров, протяженность — до нескольких сотен метров при ширине в десятки метров.

Залежи внутриформационные, интенсивно дислоцированные, от полого- до крутопадающих (70–80°).

По составу руды магнетитовые, в разной степени измененные под влиянием регионального метаморфизма и наложенного метасоматоза. Характеризуются массивной и полосчатой текстурой, осложнены мелкой складчатостью. Пылеватый магнетит составляет до 50% объема породы. На отдельных участках рудных зон отмечается повышенная концентрация редких земель цериевой группы (до 10 кг/т). Главные минералы первичных руд — магнетит, в разной степени мартитизированный, гематит, в подчиненном количестве присутствуют сульфиды, гранат, амфибол. Средние содержания, %: Fe 20–55,  $SiO_2$  10–20 до 50, P 0,2–0,4, S 0,02.

В коренных и рыхлых отложениях картируются литохимические ореолы редкоземельных элементов.

Рудные объекты характеризуются локальными положительными, хорошо прослеживаемыми аэромагнитными аномалиями интенсивностью 1000–3000 нТл; при наземной съемке интенсивность аномалий составляет около 10 000 нТл.



**Рис. 4. Физико-геологическая модель месторождений в метаморфизованных комплексах:**

маньхабейнская свита, *Rmh*: 1 — серицит-хлорит-кварцевые, гранат-хлорит-серицит-кварцевые сланцы, 2 — песчаники; 3 — граниты (?) сальнеро-маньхамбовского комплекса; 4 — габбро-диориты; 5 — предположительные рудные тела; 6 — разломы; 7 — тектонические зоны

**Хромиты.** Образование и масштабы хромового оруденения тесно связаны с петрографическим составом ультрабазитовых массивов, формирующихся в условиях верхней мантии. Наиболее крупные месторождения хромовых руд приурочены к дунит-

гарцбургитовым комплексам (рис. 5). В гарцбургитовом структурно-вещественном комплексе размеры дунитовых тел обычно невелики, а запасы рудных объектов не превышают первых десятков тысяч тонн, в исключительных случаях первых сотен ты-

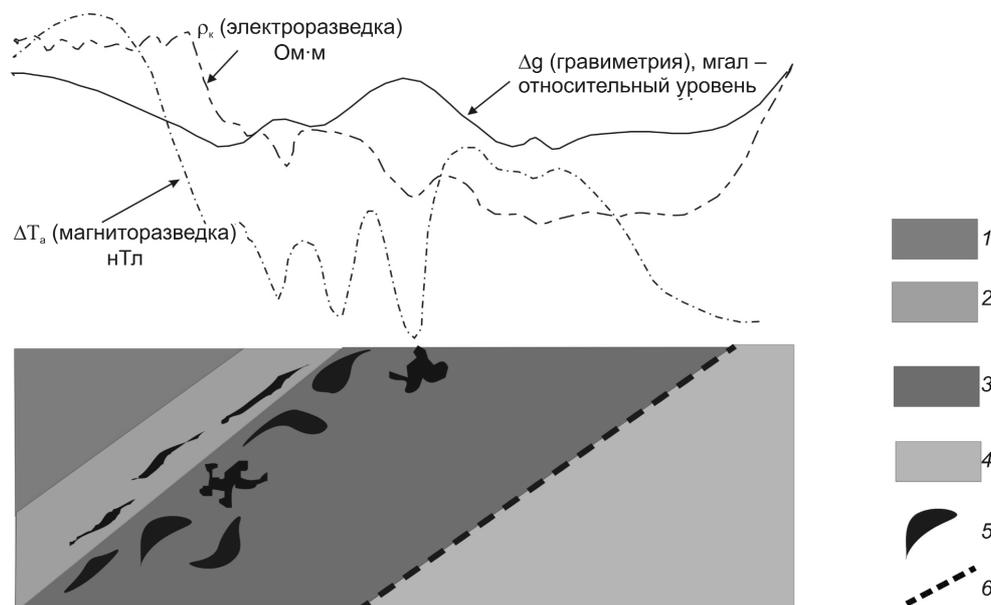


Рис. 5. Физико-геологическая модель хромоворудных объектов в альпийском массиве:

1 — габброиды; 2 — дунит-верлит-клинопироксеновая субформация; 3 — дунит-гарцбургитовая субформация; 4 — породы миогеосинклинали; 5 — рудные тела хромитов; 6 — зона глубинного разлома

сяч тонн. Массивы с преобладающим лерцолитовым составом пород обычно слабо рудоносны. Дуниты дунит-верлит-клинопироксенового комплекса (так называемые краевые) образуют иногда очень крупные тела бедных высокохромистых руд с содержанием  $Cr_2O_3$  от 6 до 16% (в среднем 8,1%).

Состав пород структурно-вещественных комплексов обуславливает и особенности состава рудообразующих хромитов. В гарцбургитовом комплексе формируются глиноземистые руды, в дунит-гарцбургитовом в краевых дунитах преобладают высокохромистые. Масштаб рудных объектов и качество руд определяются их приуроченностью к одному из структурно-вещественных комплексов. Мелкие месторождения глиноземистых руд формируются в гарцбургитовом комплексе; разного масштаба, в том числе крупные, — в дунит-гарцбургитовом с высокохромистыми рудами; разного масштаба, в том числе очень крупные, — в дунит-верлит-клинопироксеновом комплексе повышенной железистости.

В гравиметрическом поле структурно-вещественные комплексы и приуроченные к ним рудные поля не выделяются. В то же время, крупные и уникальные месторождения по данным гравиметрической съемки локализируются в блоках массивов с увеличенной мощностью. В магнитном поле рудные поля располагаются в блоках ультрабазитов с резко дифференцированными значениями локальных магнитных аномалий. Перспективные на хромовое оруденение геофизические аномалии над рудными телами характеризуются локальным повышением гравиметрического поля, понижением магнитного и пониженными скоростями продольных волн при сейсмических исследованиях.

Сравнение прогнозно-поисковых критериев известных и исследуемых рудных районов свидетельствует о том, что построенные на материалах известных месторождений комплексные модели могут использоваться как аналоговые для выделения перспективных объектов в зоне проектируемой железной дороги Ивдель–Лабытнанги.

УДК 550.84.092 (470.22)

© Ю.К.Голубев, С.А.Дорофеев, Д.А.Котов, 2009

## МОДЕЛИРОВАНИЕ ЛОКАЛЬНОГО ШЛИХОМИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО ОРЕОЛА В МОРЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ РАЙОНА КОСТОМУКШИ, КАРЕЛИЯ

Ю.К.Голубев, С.А.Дорофеев, Д.А.Котов (ЦНИГРИ Роснедра МПР России)

*Шлихоминералогическое опробование моренных отложений по четырем профилям, заложенным на разных расстояниях (от 0,3 до 3 км) от тела габбро перпендикулярно движению ледника, показало, что ореол рассеяния амфибола имеет конусообразную форму и характеризуется небольшими размерами. Рекомендованы методика пробоотбора при проведении шлихоминералогических поисков месторождений алмазов, плотность пробоотбора при площадных работах, размер участков, оптимальное расстояние между профилями, плотность пробоотбора и объем проб при детализационных работах.*

В пределах территорий кристаллических щитов, в том числе в Карелии, шлихоминералогический метод поисков месторождений алмазов наиболее эффективен [2].

Основная задача шлихоминералогических поисков в подобных районах — обнаружение алмазоносных кимберлитовых (лампроитовых) трубок. В связи с этим для интерпретации данных опробования необходимо иметь представления о форме и размерах ожидаемых ореолов рассеяния, а также о дальности транспортировки минералов-индикаторов кимберлитов от их источников. Поэтому данные о типах ореолов рассеяния, в первую очередь об их размерах, крайне важны для расчета плотности поисковой сети опробования.

Территория Карелии представляет собой кристаллический щит, перекрытый различными четвертичными ледниковыми отложениями. Представления о типах ореолов рассеяния минералов-индикаторов, формирующихся в составе ледниковых образований, для этой территории практически отсутствуют и их выработка актуальна.

Ореолы рассеяния минералов-индикаторов кимберлитов на территориях, перекрытых ледниковыми отложениями, ранее изучались в Архангельской области, на Среднем Тимане, в Финляндии и Канаде [3, 7, 10, 11]. Известно, что в ледниковых отложениях мощностью от 20 до 40 м, перекрывающих алмазоносные трубки месторождения им. Ломоносова в Архангельской области, они имеют овальную форму, удлиненную по направлению перемещения ледника [3, 7]. Ледниковые отложения представлены чешуйчатой мореной, в составе которой выделяются чешуи моренного суглинка, флювиогляциальных грубозернистых осадков, межлед-

никовых морских и озерных отложений. Минералы, связанные с трубками, встречены как в чешуях моренного суглинка, так и в чешуях, сложенных флювиогляциальным материалом. Они были достаточно равномерно распределены по всему разрезу чешуйчатой морены. Обнаруженные ореолы характеризовались очень незначительными размерами. Так, ореол от трубки им. Ломоносова прослеживался на расстоянии не более 2,5–3 км. Содержание минералов-индикаторов в моренных слоях, как правило, не превышает 5 знаков на 20-литровую пробу, а в слоях, сложенных флювиогляциальным материалом, — 10–20 знаков. Максимальное количество минералов-индикаторов наблюдалось непосредственно в контуре трубки и постепенно уменьшалось к краю ореола.

Ореол размером около 5 км в поперечнике был обнаружен в окрестностях трубок им. Карпинского 1 и 2, Архангельской и Снегурочка. Все ореолы характеризовались овальной формой, оконтуривали трубки и имели четкое удлинение по направлению перемещения ледника. Незначительные содержания минералов-индикаторов в составе морены объясняются прежде всего тем, что морена, непосредственно абрадирующая трубки, формировалась за счет легко ассимилируемых осадков межледниковой морской трансгрессии. В связи с этим ее состав сильно ими разубожен.

В морене, развитой над трубкой Водораздельная на Среднем Тимане, ореол рассеяния минералов-индикаторов кимберлитов имеет овальную форму, вытянутую в юго-восточном направлении согласно направлению движения ледника — источника моренных отложений мощностью 3–4 м. Морена представлена коричневым суглинком и, судя

по ее вещественному составу, а также по ориентации удлиненных осей галек, связана с ледником, перемещавшимся с северо-запада на юго-восток. Опробование данной морены показало, что в составе моренного суглинка присутствуют хромшпинелиды, которые можно достоверно идентифицировать как хромшпинелиды из трубки. Максимальное содержание хромшпинелидов в морене (сотни знаков на 20 л) было обнаружено в непосредственной близости от трубки. На расстоянии 2 км к юго-востоку от трубки их количество постепенно уменьшалось вплоть до полного исчезновения [3].

Изучение ореолов рассеяния минералов-индикаторов кимберлитов в ледниковых отложениях Финляндии вблизи кимберлитовых трубок Лахтойоки (трубка 7) и Ситапера (дайка 16) [10] позволило выделить в них три зоны. Первая зона — проксимальная — обнаружена только вблизи трубки. Она простирается на расстояние около 500 м от трубки 7 по направлению движения ледника, характеризуется обилием фрагментов кимберлитов и высокой концентрацией кимберлитового материала в основании моренной толщи. Данная зона на площади опробования дайки 16 не проявлена. Вторая (средняя) зона выделяется по повышенной концентрации минералов-индикаторов в поверхностных слоях моренных отложений. По мнению финских геологов, повышение концентрации, вероятно, связано с поступлением минералов-индикаторов из более крупных обломков кимберлитов в результате физического дробления. В районе трубки Лахтойоки средняя зона начинается на расстоянии 500 м от самой трубки по направлению движения ледника. У дайки Ситапера она примыкает к последней. Третья (дистальная) зона характеризуется пониженным содержанием зерен минералов-индикаторов при их концентрации в пределах верхней части основания моренных отложений. За пределами третьей зоны содержание минералов-индикаторов не превышает фоновых значений. Экстремально низкое содержание минералов-индикаторов в районе дайки Ситапера прослежено на расстоянии 1 км от дайки, в то время как на площади опробования Лахтойоки протяженность конусообразного ореола рассеяния превышает 2 км.

В пределах Северо-Западных территорий Канады основная морена характеризуется незначительными мощностями, как правило, не превышающими первых метров. В Канаде ореолы рассеяния минералов-индикаторов от кимберлитовых трубок имеют четко выраженную линейную форму. Они прослеживаются на расстоянии до нескольких десятков километров от трубок и четко ориентированы по направлению движения ледника, сформиро-

вавшего монолитную морену. Ширина ореола на всем его протяжении соответствует поперечнику трубки, пересекаемому ледником [2, 9–11].

В Карелии основные особенности формирования четвертичных осадков связаны с неоднократными материковыми оледенениями в плейстоцене. В составе рыхлых четвертичных пород здесь преобладают ледниковые, флювиогляциальные и озерно-ледниковые отложения, достаточно распространены осадки межледниковых морских трансгрессий, за счет ассимиляции которых зачастую формировалась морена. Моренные отложения мощностью не более 10 м развиты в основном вдоль западных границ. В пределах данных территорий можно предполагать наличие ореолов рассеяния, подобных изученным в Финляндии, на Среднем Тимане, в Северо-Западных территориях Канады.

На большей части территории Карелии мощности ледниковых осадков составляют десятки метров. Их строение сопоставимо со строением толщи ледниковых осадков, перекрывающей трубки месторождения алмазов им. Ломоносова. Поэтому здесь можно ожидать появления ореолов минералов-индикаторов кимберлитов, схожих с ореолами над архангельскими трубками.

В настоящее время представление о специфике переноса и рассеяния обломочного материала в ледниковых отложениях Карелии основано на результатах исследования так называемых «руководящих валунов» [1, 5, 8]. При изучении переноса валунного материала от локальных массивов кристаллических пород установлено, что валуны формируют конусообразные (веерные) ореолы рассеяния. На этом основании было высказано предположение, что ореолы рассеяния минералов тяжелой фракции (минералов-индикаторов кимберлитов) могут иметь такую же форму [6].

В моренных отложениях Западной Карелии, в районе Костомукши, проведено профильное опробование ледниковых отложений по ходу движения ледника вблизи тела габброидного состава, содержащего легко идентифицируемые минералы-индикаторы. Расположение площади опробования показано на врезке рис. 1.

Тело габбро имеет вытянутую форму, азимут его простирания 20–30°, размер 800×200 м. Изучены четыре профиля через 400 м друг от друга, включающие 14 точек опробования. Профили располагались под углом 90° к направлению перемещения ледника, двигавшегося с запада на восток и пересекавшего тело габбро полосой шириной 650 м.

Для уточнения формы и мощности ореола рассеяния минерала-индикатора вокруг тела габбро дополнительно отобраны пробы из 17 точек, распо-

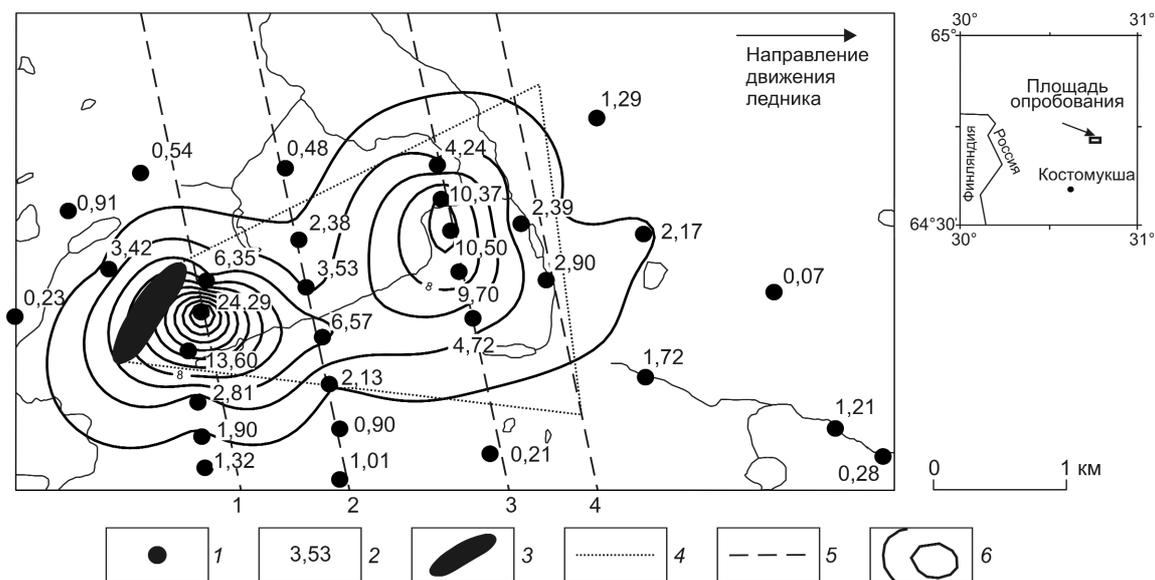


Рис. 1. Распределение содержаний минерала-индикатора (амфибола) вблизи источника (тело габбро) с изолиниями, соответствующими одинаковым концентрациям минерала:

1 — точки опробования; 2 — содержание амфибола, г/20 л; 3 — массив габбро; 4 — предполагаемая граница ореола; 5 — профили пробоотбора; 6 — изолинии концентрации амфибола

ложение которых частично зависело от возможностей отбора проб из моренных отложений.

С поверхности вскрывался почвенно-растительный слой, включающий лесную подстилку и осветленный подзолистый горизонт, а также слой измененной морены. Пробы отбирались из морены, представленной разнотельным несортированным суглинком или супесью серого цвета с включением обломочного материала (от 15 до 35%). Объем пробы составлял 20 л.

В качестве модельного минерала выбран амфибол, являющийся типоморфным минералом тяжелой фракции для данного тела габбро. Амфибол из тела габбро представлен удлиненными зернами роговой обманки зеленого цвета. От аналогичных амфиболов из других источников он отличается тонкочешуйчатым строением, хрупкостью, более светлой окраской (амфибол из других источников, встреченный при просмотре шлихов, представлен зернами темно-зеленого до черного цвета), содержит включения измененных полевых шпатов таблитчатого облика и нередко отдельные чешуйки гематита. Кроме того, амфибол из габбро характеризуется более сильным плеохроизмом в зеленых тонах по  $N_g$  (в отличие от амфиболов из других источников, плеохрозирующих по  $N_g$  в синих тонах) и в бледно-зеленых по  $N_p$ . Показатели преломления изученных амфиболов всех типов близки ( $n$  составляет около 1,69). Угол погасания колеблется в пределах 18–23°.

В связи с тем что в исследованных образцах амфибол имеет удлиненно-призматическую форму, количественно определить зависимость степени истирания зерен от дальности переноса по морфологическим признакам не представляется возможным: при транспортировке происходит одновременное скалывание по длинной и короткой осям кристаллов, что приводит к появлению свежих сколов даже на дальних от источника участках.

Все пробы по размерам частиц были предварительно разделены на два класса:  $>1$  мм и  $<1$  мм. Наиболее подробно нами изучена тяжелая фракция класса  $<1$  мм. Тяжелые минералы представлены сильной электромагнитной фракцией, которая разделена на классы крупности; образец каждого класса взвешен для расчета содержания амфибола в граммах. Частицы размером  $>1$  мм на легкую и тяжелую фракции не разделялись, так как большинство зерен этой размерности представлены обломками пород или сростками минералов, покрытыми трудноотделимой глинистой каймой. Для описания особенностей минерального состава зерен размерностью  $>1$  мм этот класс был поделен на два: 1–3 мм и  $>3$  мм.

Определение количественного содержания амфибола в шлихе проводилось методом случайной выборки. Из 300 минеральных зерен (три дорожки по 100 зерен) в соответствии с отмеченными выше характеристиками отбирались зерна амфибола. С

учетом этих данных, а также веса каждого класса был проведен расчет содержания амфибола в граммах.

*Форма и размеры ореола рассеяния* определялись с помощью программы Serfer 7.0. Была построена карта-схема и проведены изолинии суммарного по всем фракциям содержания амфибола (см. рис. 1). Предполагаемая граница ореола оконтуривает участки сгущения изолиний с одинаковыми концентрациями. Как видно из рис. 1, зоны с наибольшей плотностью изолиний располагаются вблизи тела и вытянуты в направлении движения ледника. Выделенный ореол рассеяния имеет конусообразную форму и характеризуется небольшими размерами: дальность переноса амфибола не превышает 2–3 км. Таким образом, форма ореола рассеяния амфибола совпадает с соответствующими данными по переносу и рассеянию «руководящих валунов».

Определение содержания амфибола в моренных отложениях в 17 точках, расположенных вне ореола рассеяния, показало, что все пробы, за исключением одной, характеризуются существенно меньшим количеством этого минерала, что свидетельствует о правильности оконтуривания ореола рассеяния.

За пределами ореола возможно присутствие небольшого количества амфибола, связанное с привнесением материала из других тел аналогичного состава, имеющих в пределах исследуемой территории.

*Пространственное распределение общего содержания амфибола в пределах ореола.* Из карты-схемы (см. рис. 1) видно, что пробы с максимальным содержанием амфибола в ледниковых отложениях находятся в пределах первого профиля — 6,4–24,3 г на пробу. В пробах из второго профиля оно снижается до 2,1–6,6 г на пробу, в образцах из третьего профиля вновь существенно возрастает до 4,2–10,5 г на пробу. Такое распределение амфибола частично можно связать с динамикой движения ледника в условиях определенного подледникового рельефа, когда вынос материала тела габбро на поверхность осуществлялся локально, а не равномерно по всей площади. Движение льда в этом случае происходило по плоскостям внутренних сколов (надвигов), образующихся в теле ледника (формирование «чешуйчатой морены» [4]).

Повышение суммарного содержания амфибола в пробах из третьего профиля по сравнению с образцами из второго можно также объяснить поступлением дополнительного количества минерала-индикатора в мелкие фракции за счет механического дробления более крупных обломков породы-источника в процессе переноса на более отдаленные

от источника участки. Это предположение подтверждается различным соотношением содержания амфибола в частицах разного размера в указанных профилях: в первом профиле отношение количества частиц 1–3 мм к суммарному содержанию частиц <1 мм составляет 4,82, а в третьем — оно снижается до 0,87.

В образцах из четвертого профиля содержание амфибола было минимальным (2,4 и 2,9 г на пробу) в связи с приближением к внешней границе ореола.

Определенная закономерность выявлена в распределении амфибола в зависимости от современных геоморфологических условий. В пределах каждого профиля в пробах с повышенных участков и проксимальных склонов содержание амфибола выше, чем в пробах с равнинных участков или дистальных склонов. Так, в ледниковых отложениях на первом профиле в точках опробования, находящихся на больших абсолютных высотах, суммарное по всем классам размера частиц содержание амфибола в 4 раза превышает таковое в точках, расположенных ниже (24,29 и 6,35 г на пробу 20 л соответственно).

На втором профиле две пробы с минимальным содержанием амфибола приурочены к дистальному склону холма (2,38 г на пробу) и небольшой низине (3,53 г на пробу), а проба с максимальным содержанием этого минерала — к проксимальному склону возвышенности (6,57 г на пробу). В пробах третьего профиля с проксимальных склонов содержание амфибола вновь повышается и составляет 10,37, 10,5 и 9,7 г на пробу, в то время как в двух образцах, взятых на дистальных склонах, оно снижается до 4,24 и 4,72 г на пробу.

В пробах четвертого профиля, наиболее удаленного от тела габбро, содержание амфибола составляет 2,39 г на пробу, отобранную на дистальной части склона, и 2,90 г на пробу в образце из аллювия ручья — притока оз. Карпанги.

*Распределение амфибола по классам частиц разного размера по отдельным профилям.* По результатам исследования был проведен анализ пространственного распределения амфиболов, представленных зернами разного размера, по профилям в пределах ореола рассеяния.

В классе частиц >3 мм амфибол найден только в пробах первого профиля — ближнего к телу габбро.

Амфибол класса 3–1 мм также преобладает в пробах первого профиля, где его содержание варьирует в пределах 4,6–21,8 г на 20-литровую пробу (медианное значение 10,6 г). Во втором профиле содержание снижается до 0,1–4,7 г на пробу (медианное значение 1,7 г). В образцах третьего профиля

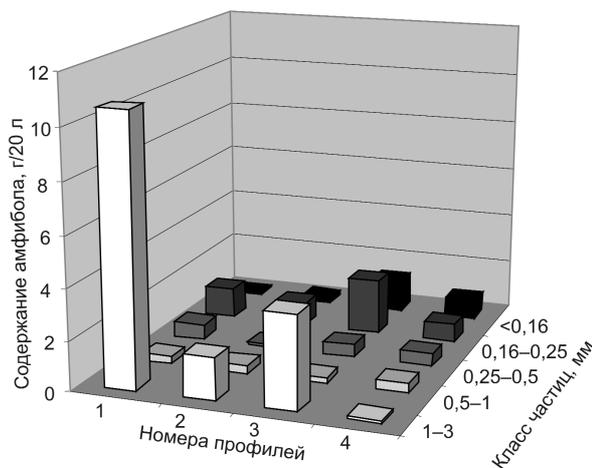
вновь наблюдается некоторое увеличение содержания минерала до 2,4–5,6 г на пробу (медианное значение 3,7), а в пробах четвертого профиля оно резко снижается.

В амфиболах класса 1–0,5 мм отмечается несколько иная закономерность. В пробах первого профиля содержание минерала составляет 0,1–0,3 г (медианное значение 0,26 г), в пробах второго — 0,0–0,7 г на пробу (медианное значение 0,26 г), а в образцах третьего профиля оно увеличивается до 0,1–1,8 г на пробу (медианное значение 0,24 г). Несмотря на то что медианные значения оказались практически одинаковыми во всех трех профилях, максимальные содержания минерала приурочены к третьему профилю. В образцах из четвертого профиля количество амфибола снижается, хотя и не так резко, как во фракции более крупного размера.

В классе частиц 0,5–0,25 мм выявлена следующая закономерность: содержание амфибола выше в первом (0,5–1,20 г на пробу, медианное значение 0,6 г) и третьем (0,1–0,8 г на пробу, медианное значение 0,5 г) профилях, в то время как во втором оно снижается (0,1–0,7 г, медиана 0,1 г). В отличие от частиц более крупного размера заметное количество амфибола присутствует в пробах из четвертого профиля и даже в точках опробования по ходу движения ледника, расположенных вне ореола рассеяния минерала.

В более тонких частицах диаметром 0,25–0,16 мм отчетливо увеличивается содержание амфибола в образцах из третьего профиля: медианные значения составляют в первом, втором и третьем профилях соответственно 1,2, 1,1 и 2,2 г на пробу. При этом, как и во фракции 0,5–0,25 мм, амфибол в заметном количестве встречается в пробах из четвертого профиля и в точках опробования, находящихся вне ореола его рассеяния. В классе наиболее тонких частиц диаметром <0,16 мм он найден только в пробах из третьего (медианное значение 1,3 г на пробу) и четвертого профилей, в пробах из остальных профилей и вне предполагаемого ореола рассеяния этот минерал обнаружен в небольших количествах и не во всех точках опробования.

*Распределение частиц амфибола разного размера в зависимости от расстояния от источника.* На основании рассмотренных выше данных составлена диаграмма, наглядно иллюстрирующая закономерности распределения амфибола по классам частиц разного размера и по отдельным профилям, расположенным на разных расстояниях от источника сноса (рис. 2). Максимальное количество амфибола в ближайших к источнику трех профилях приурочено к крупной фракции и фракции диаметром 0,25–0,16 мм. Именно в этих классах частиц



**Рис. 2.** Распределение амфибола по гранулометрическим классам частиц в пробах из профилей, расположенных на разных расстояниях от источника

наиболее отчетливо заметно снижение содержания минерала во втором профиле по сравнению с первым и третьим. Минимальное количество амфибола наблюдается во фракции 1–0,5 мм. В наиболее удаленном от источника четвертом профиле отмечено некоторое увеличение содержания амфибола с уменьшением размера частиц.

Такое распределение амфибола по гранулометрическим классам, вероятно, связано с размерами его выделений в исходной породе и различиями в степени их дробления и истирания в процессе выветривания и переноса ледником.

*Сравнение формы и размеров ореола рассеяния амфибола в районе Костомукши с соответствующими характеристиками ореолов рассеяния минералов-индикаторов кимберлитов в других регионах.* Как и на территории Среднего Тимана, выделенные ореолы рассеяния амфибола характеризуются относительно небольшой дальностью переноса минералов тяжелой фракции. Форма, размеры ореолов рассеяния минералов-индикаторов и их распределение в зависимости от расстояния от источника сноса аналогичны полученным для территории Архангельской области и Финляндии [10]. Перечисленные параметры ореолов рассеяния в Костомукшском районе Карелии существенно отличаются от таковых по Северо-Западным территориям Канады, где они характеризуются большей дальностью переноса минералов-индикаторов, вытянутой ленточной формой и по ширине не превышают размеры источника минералов-индикаторов.

Можно полагать, что выявленные закономерности для форм и размеров ореолов рассеяния амфи-

болов от тела габбро будут справедливы и в отношении ореолов рассеяния минералов-индикаторов от кимберлитов.

*Оценка профильного шлихоминералогического опробования.* Прделанная работа позволяет рекомендовать закладку профилей перпендикулярно движению ледника для определения границ ореолов рассеяния минералов-индикаторов в моренных отложениях. Исходя из установленных размеров ореола напрашивается вывод о том, что оптимальное расстояние между профилями для достоверного выявления ореолов должно составлять не более 1 км (три профиля на ожидаемый ореол) при расстоянии между точками в пределах профиля не более 200 м (оптимально — 100 м). Объем взятой пробы должен быть не менее 20 л.

Шлиховое опробование такой плотности можно использовать только при поисковых работах в м-бе 1:50 000 и крупнее. При средне- и мелкомасштабных работах выявление локальных объектов шлихоминералогическим методом практически невозможно. В этом случае детальное опробование целесообразно осуществлять вблизи локальных аэрогеофизических аномалий (трубочного типа) в целях их оценки и разбраковки.

Полученные данные позволяют заключить, что заметные количества амфибола присутствуют не только во фракциях 1–0,5 мм, которые обычно исследуются при проведении шлихоминералогических работ, но и в классах частиц размером 0,5–0,25 и 0,25–0,16 мм.

Резюмируя, можно отметить следующее:

Выделенный ореол рассеяния амфибола в моренных отложениях вблизи тела габброидного состава имеет конусообразную форму и характеризуется небольшими размерами. Дальность переноса амфибола составляет 2–3, возможно, 4 км. В 17 точках вне оконтуренного ореола все пробы, за исключением одной, характеризуются существенно меньшим количеством этого минерала.

Максимальное содержание амфибола фиксируется в пробах из ледниковых отложений ближайшего к источнику первого профиля, снижается в образцах из второго и вновь повышается в пробах из третьего профиля. Такое распределение амфибола, вероятно, связано с динамикой движения ледника в условиях определенного доледникового рельефа, когда вынос материала тела габбро на поверхность осуществлялся локально, а не равномерно по всей площади.

В пробах из участков профилей, расположенных на проксимальных склонах, содержание амфибола выше, чем в пробах, отобранных на равнинных участках или дистальных склонах.

По гранулометрическим фракциям максимальное содержание амфибола в ближайших к источнику трех профилях приурочено к фракциям 1–3 и 0,25–0,16 мм, минимальное — к фракции 1–0,5 мм. Такое распределение амфибола по классам частиц разного размера можно объяснить неоднородностью размеров частиц амфибола в исходной породе и различиями в степени их дробления и истирания в процессе выветривания и транспортировки.

Профильный пробоотбор перпендикулярно движению ледника можно рекомендовать для обнаружения ореолов рассеяния минералов-индикаторов в моренных отложениях. При площадных поисковых работах, для минимизации объемов пробоотбора, основной задачей является подсечение ореола рассеяния минералов-индикаторов кимберлитов хотя бы в одной точке пробоотбора. Исходя из полученных результатов расстояние между профилями может составлять до 4 км, а расстояние между пробами на профиле до 1 км. Пробы на профилях желательнее располагать в шахматном порядке. Точки находок минералов-индикаторов кимберлитов подлежат дальнейшему детализационному пробоотбору.

Детализационный пробоотбор, а также шлихоминералогическую заверку локальных геофизических аномалий трубочного типа рекомендуется проводить путем взятия проб по профилям, ориентированным вкрест направления перемещения ледника по направлению его движения. Исходя из размеров установленного ореола рассеяния размер участка детализационных работ должен составлять 4×2 км. В его пределах профильный пробоотбор проводится по типу площадного, но в данном случае оптимальное расстояние между профилями для достоверного выявления ореолов должно составлять не более 1 км при расстоянии между точками в пределах профиля не более 200 м. Объем взятой пробы должен быть не менее 20 л.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Гайгалас А.И.* Некоторые закономерности распространения руководящих валунов в краевых образованиях материкового оледенения Юго-Восточной Прибалтики // Краевые образования материкового оледенения. Вильнюс, 1965.
2. *Геология, прогнозирование, методика поисков, оценки и разведки месторождений алмазов / В.М.Подчасов, В.Е.Минорин, И.Я.Богатых и др.* Якутск, 2004.
3. *Голубев Ю.К.* Особенности формирования ореолов рассеяния современного аллювия областей четвертичных покровных оледенений // Проблемы прогнозирования коренных месторождений алмазов различных генетических типов. М., 1991. Вып. 250. С. 72–82 (Тр. ЦНИГРИ).

4. *Лаврушин Ю.А.* Строение и формирование основных морен материковых оледенений. – М.: Наука, 1976.
5. *Раукас А.В.* Распространение руководящих валунов в моренах последнего оледенения Эстонской ССР // Изв. АН ЭССР. Сер. физ.-мат и техн. наук. 1963. Т. 2. № 2.
6. *Четвертичный покров Балтийского щита / Под ред. В.В.Проскурякова, И.И.Краснова.* – Л.: Недра, 1987.
7. *Щербакова Т.Е.* Типоморфные характеристики минералов кимберлитов в ореолах рассеяния и их использование при поисках месторождений алмазов Зимнего Берега: Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. – М., 2005.
8. *Яковлева С.В.* К изучению ледниковых валунов на Русской равнине // Мат-лы ВСЕГЕИ. Нов. сер. 1956. Вып. 1.
9. *Dredge L.A., Kerr D.E., Wolfe S.A.* Surficial materials and related ground ice conditions, Slave Province, N.W.T., Canada // Canadian Journal of Earth Sciences. 1999. Vol. 36. P. 1227–1238.
10. *Lehtonen Marjaleena.* Kimberlites in Finland: information about the mantle of the Karelian craton and implications for diamond exploration // Geological Survey of Finland Espoo. 2005.
11. *McClenaghan M.B., Kjarsgaard B.A.* Indicator mineral and till geochemical dispersal patterns associated with the Ranch Lake kimberlite, Lac de Gras Region, NWT, Canada // Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis 2. 2002. P. 299–320.

УДК 553.3.04:553.068.2.43 (470.55/57)

© В.А.Филиппов, 2009

## ПЕРСПЕКТИВЫ ВЫЯВЛЕНИЯ ОСАДОЧНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МЕДИ В ВЕРХНЕРИФЕЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЗАПАДНОГО СКЛОНА ЮЖНОГО УРАЛА

**В.А.Филиппов (ООО «Геопоиск», г. Екатеринбург)**

*Показана принципиальная возможность выявления промышленных месторождений медистых песчаников в породах нугушской подсвиты зильмердакской свиты позднего рифея.*

Масштабные поиски промышленных месторождений медистых песчаников и сланцев в верхнепермских отложениях Приуралья, предпринятые в 60-х годах прошлого века, не привели к ожидаемому результату. Причина неудачи, по мнению автора, заключалась в недостаточном учете палеотектонического режима территории поисков [10].

Основное внимание при поисковых работах на территории Республики Башкортостан и Оренбургской области уделялось меденосным отложениям базальной пачки нижнеказанского подъяруса, залегающей на красноцветных терригенных отложениях уфимского яруса. Малая мощность базальной пачки, иногда ее полное выклинивание свидетельствуют об относительно быстрой смене на территории Приуралья в конце уфимского времени режима снивелированной озерно-аллювиальной равнины режимом мелководного моря. Это изменение палеогеографической обстановки привело к

образованию на границе уфимских и казанских отложений данного региона геохимического барьера, необходимого для осаждения меди. Но малая контрастность тектонических структур в области барьера, наряду с продолжением поступления в бассейн большого количества терригенного материала, оказали отрицательное воздействие на концентрацию цветных металлов. В этих условиях в отложениях начального этапа раннеказанской морской трансгрессии могло сформироваться только бедное непромышленное оруденение.

При анализе [10] было обращено внимание на то, что известные мировые месторождения медистых песчаников и сланцев расположены в разрезе у нижней или верхней границы фаций нейтрального ряда [1], в роли которых выступают известняки, доломиты, эвапориты. В кровле меденосных сланцев Мансфельда залегают серые известняки цейхштейна, сменяющиеся выше ангидритом [3]. В

месторождениях Предсудетской моноклинали в Польше меденосны глинисто-известковые песчаники и мергелистые битуминозные сланцы, на которых залегают доломитизированные известняки мощностью 11–70 м, сменяющиеся выше пластами ангидрита, гипса и каменной соли [5, 6]. В этих примерах заметна рудоконтролирующая роль известково-глинистых и известковых фаций, сформировавшихся в прибрежных частях морского водоема нормальной солености. Аналогичный фациальный контроль медного оруденения установлен и в рифейских породах. Так, в Катангском рудном поле Конго водорослевые известняки залегают между медьсодержащими алевролитовыми сланцами в почве и доломитовыми сланцами в кровле [14].

Фации нейтрального ряда образуются в условиях тектонической паузы, в период которой сокращается или полностью прекращается накопление терригенного материала. Это, в свою очередь, способствует большей концентрации в осадках цветных и благородных металлов, которые осаждаются в результате изменения окислительно-восстановительных условий. Накопление в осадках меди и сопутствующего серебра происходит непосредственно в начале или в конце тектонической паузы, так как в условиях максимального затухания тектонической активности внутри паузы поступление этих металлов в водоем прекращается [8]. Более подвижные элементы — свинец и цинк — обладают способностью образовывать рудные концентрации в карбонатных осадках внутренней части нейтрального ряда.

Седиментационно-диагенетические проявления сульфидной медной минерализации образуются обычно в зоне контакта двух геохимически различных сред: питающей медью массы красноцветных отложений с окислительной средой и сероцветного осадка с восстановительной средой [8, 9]. Этот геохимический барьер может возникнуть в различных частях седиментационного цикла. Однако только в тех случаях, когда он возникает в зоне замедленной седиментации (у верхней или нижней границы фаций нейтрального ряда), складывается наиболее благоприятная обстановка для высокой концентрации меди в осадке. Отсюда следует вывод, что присутствие фаций нейтрального ряда, залегающих на толще красноцветных терригенных пород, является необходимым условием постановки поисковых работ на месторождения меди в осадочных породах. Необходимо также, чтобы нижние части отложений нейтрального ряда были представлены известняковыми фациями.

Значительное накопление красноцветных терригенных осадков на западном склоне Южного Урала происходило в позднем рифее. В этот период

в основании каратауской серии сформировалась мощная (до 2000 м) бирьянская подсвета зильмердакской свиты (рис. 1), сложенная розовыми аркозовыми песчаниками от мелкозернистых с горизонтальной слоистостью до грубозернистых с включениями кварцевой и кварцитово-галечной и косой слоистостью перекрестного типа. Среди песчаников встречаются прослойки и пачки красных аргиллитов и глинистых алевролитов мощностью до 2 м.

Нугушская подсвета подразделяется на три пачки [13]. Нижняя пачка связана постепенным переходом с нижележащей бирьянской подсветой, сложена красно-коричневыми и темно-розовыми глинистыми алевролитами и мелкозернистыми глинистыми песчаниками такой же окраски. Характерные текстурные особенности этих отложений: волнистая слоистость, валики ряби и трещины усыхания на плоскостях напластования. Состав алевролитов, %: SiO<sub>2</sub> 60,5–64,6, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 10,9–15,8, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 2,4–7,6, FeO 0,4–1,5, TiO<sub>2</sub> 0,45–0,65, CaO 1,4–3,4, MgO 2,8–3,8, Na<sub>2</sub>O 0,75–1,2, K<sub>2</sub>O 4,7–6,7. Отмечается значительное преобладание в составе алевролитов калия над натрием, что вообще характерно для всех терригенных отложений каратауской серии. Мощность пачки около 100 м.

В этом разрезе к фациям нейтрального ряда, безусловно, относятся породы средней пачки нугушской подсветы суммарной мощностью около 40 м. При поисковых работах, проводившихся с участием автора в 1970–1971 гг. в западной части Башкирского мегантиклинория, в основании средней пачки были обнаружены два проявления медной минерализации (рис. 2). Стратиграфическое положение обоих проявлений совершенно идентично, литологические особенности медьсодержащих и вмещающих пород, характер минерализации также близки, но на Лемезинском проявлении макроскопически более заметно присутствие халькозина и несколько выше содержание меди. Неравномерная вкрапленность сульфидов сопровождается на выходах меденосного горизонта яркими налетами медной зелени [3].

Лемезинское проявление находится на правом берегу р. Лемезы в 1,5 км ниже устья р. Искушты. На участке проявления в крупном скальном обнажении снизу вверх последовательно залегают десять слоев:

#### Нижняя пачка нугушской подсветы

1. Песчаник мелкозернистый, глинистый, розовато-коричневый. Видимая мощность около 3 м.
2. Алевролиты глинистые розовой окраски с трещинами усыхания на плоскостях напластования. Мощность около 20 м.

#### Средняя пачка нугушской подсветы

3. Алевродоломит розовато-светло-серый с тонкой волнистой и линзовидной слоистостью, прослойками и чешуйками зеленовато-серого глинистого сланца. Мощность 0,3–0,5 м.

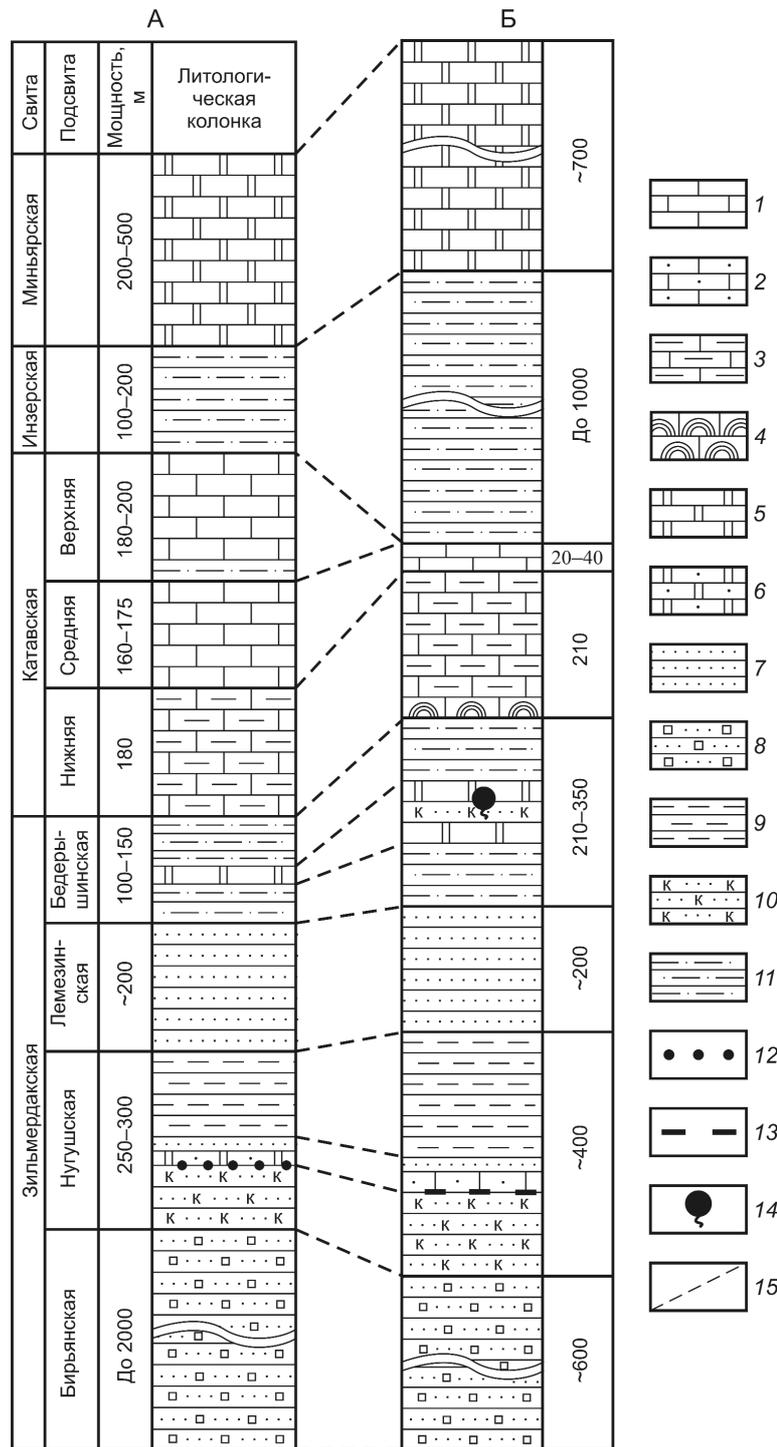
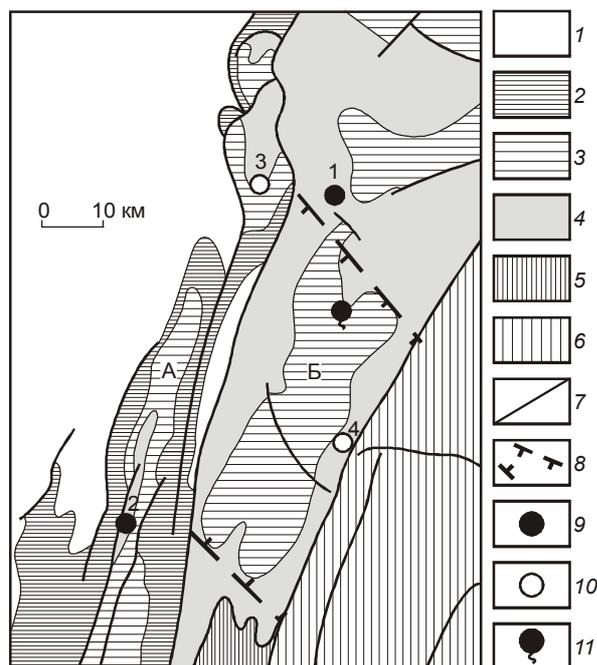


Рис. 1. Изменение разреза каратауской серии в смежных структурных зонах, по [2, 7, 13]:

А — Алатауский антиклинорий; Б — зона пульсирующих тафрогенных опусканий в центральной части Инзерского синклиория; породы: 1 — известняки, 2 — песчанистые известняки, 3 — пестроцветные глинистые известняки, 4 — водорослевые известняки, 5 — доломиты, 6 — песчаные доломиты, 7 — кварцевые песчаники, 8 — аркозовые песчаники, 9 — зеленовато-серые алевролиты, 10 — красноцветные глинистые алевролиты и мелкозернистые песчаники; 11 — неравномерное переслаивание песчаников, алевролитов, глинистых сланцев; 12 — зона осаждения меди в мелководных пересыхающих водоемах; 13 — то же, в прибрежно-морских осадках; 14 — выход соленых источников; 15 — линии стратиграфической корреляции



**Рис. 2.** Схема расположения находок медной минерализации в породах зильмердакской свиты:

осадочные породы: 1 — палеозоя, 2 — ашинской серии венда, 3 — миньярской, инзерской и катавской свит, 4 — зильмердакской свиты, 5 — кужинской серии позднего рифея, 6 — юрматинской серии среднего рифея и бурзянской серии раннего рифея; 7 — разрывные нарушения; 8 — предполагаемые границы зоны пульсирующих тафrogenных опусканий; 9 — меднепроявления в основании средней пачки нугушской свиты (1 — Лемезинское, 2 — Зиреклинское); 10 — другие участки изучения разреза средней пачки нугушской свиты (3 — кордон Кысык, 4 — р. Малый Инзер); 11 — выход соленых источников у пос. Ассы; А — Алагауский антиклинорий; Б — Инзерский синклинорий

4. Доломиты песчаные светло-серые от тонко- до толстослоистых со следами внутрiformационных размывов, в кровле постепенно переходящие в кварцевый песчаник. Мощность около 5 м.
5. Песчаники светло-серые массивные, в верхней части с ровной горизонтальной слоистостью, полосчатые. Мощность около 5,5 м.
6. Доломиты, обогащенные алевро-песчаным материалом, темно-серые тонкослоистые, переслаивающиеся с песчаниками. Мощность 5,5 м.
7. Песчаники кварцевые зеленовато- и коричневатосерые полосчатые. Мощность 5,5 м.
8. Доломиты со значительной примесью глинисто-алевро-песчаного материала тонкослоистые, полосчатые. Мощность 10 м.
9. Песчаники кварцевые массивные серой и светло-серой окраски. Мощность около 9 м.

#### Верхняя пачка нугушской подсвиты

10. Алевролиты песчаные тонкослоистые, зеленовато-серые. Видимая мощность 12 м.

Медная минерализация приурочена к верхней части слоя 3 и нижней части слоя 4, в общей слож-

ности к интервалу мощностью до 1,25 м, чаще — 0,45–0,65 м, и наиболее заметна у контакта упомянутых слоев. Зерна медных минералов (халькозин, борнит, халькопирит, ковеллин) размером 0,002–5 мм неравномерно рассеяны в породе. Часто встречаются сростки халькозина с борнитом. Содержание Cu колеблется от 0,03 до 0,2%, участками до 0,6%.

По простиранию медная минерализация прослежена на 180 м по всему обнажению, за пределами которого меденосный горизонт закрыт делювием.

Описываемые меднепроявления по условиям залегания и составу чрезвычайно напоминают проявления медной минерализации в доломитовых прослоях среди красноцветных терригенных отложений татарского яруса Поволжья и Приуралья. Помимо низкого содержания меди, для этого типа минерализации характерно хаотичное без видимой зональности распределение рудных минералов, между тем как в прибрежно-морских отложениях нижней части нижнеказанского подъяруса устанавливается достаточно четкое зональное распределение в разрезе снизу вверх сульфидов меди, свинца, цинка, молибдена, железа даже в непромышленных проявлениях [12]. Причиной зональности в этом случае считается возрастание в придонном слое содержания аниона серы по мере наступления морской трансгрессии.

Л.М.Миропольский [4] отнес меднепроявления в доломитах татарского яруса к особому эвапоритовому типу, полагая, что решающую роль в образовании подобных проявлений сыграло повышение концентрации солей меди в процессе испарения. В ходе диагенеза и катагенеза первично осажденные сульфаты и карбонаты меди заместились сульфидами. Эту гипотезу можно распространить и на меднепроявления, встреченные в нугушской подсвите.

В более восточных участках Башкирского мегантиклинория (на р. Малый Инзер, у пос. Пороги) доломитовые породы средней пачки нугушской подсвиты замещаются темно-серыми пелитоморфными и серыми песчанистыми известняками [2]. Смена доломитосодержащих фаций известняковыми свидетельствует в данном случае о том, что условия осадконакопления, близкие к эвапоритовым, сменились на более глубоководные опресненного водоема с более низким рН придонной среды. Это способствовало накоплению в слабовосстановительных условиях сульфидов меди и других тяжелых металлов [15].

Накопление верхнерифейских отложений западного склона Южного Урала происходило в обстановке рассеянного рифтинга и тафrogenеза центральных частей бассейнов седиментации [11]. Тафrogen-

нез приводил к значительному возрастанию мощности отдельных пачек осадочных пород. Так, в центральной части Инзерского синклинория резко увеличена мощность инзерской свиты (до 1000 м). Произошло также значительное возрастание суммарной мощности слоев доломита в средней части бедерышинской подсвиты, сопровождаемое признаками галогенеза в виде выхода соленых источников у пос. Ассы (см. рис. 2). На таком фоне установленная в этой структуре смена доломитовых фаций в средней пачке нугушской подсвиты на известняковые может рассматриваться как одно из следствий пульсирующих тафрогенных опусканий. В бассейне седиментации таким путем могли возникать уступы поверхности дна с перепадами Eh придонной среды, что благоприятствовало накоплению сульфидов меди и других металлов вблизи этих уступов. Характерно, что если на Лемезинском и Зиреклинском проявлениях породы с сульфидами меди можно наблюдать в естественных обнажениях, то в зоне развития известняковых фаций средней пачки нугушской подсвиты в восточном крыле Инзерского синклинория перспективные на медное оруденение самые нижние горизонты пачки закрыты наносами. Не исключено, что именно большая концентрация сульфидов способствовала здесь более интенсивному мезокайнозойскому выветриванию и денудации.

На первом этапе поисковых работ для подтверждения сделанного прогноза потребуется геохимическое опробование рыхлых отложений над выходами средней пачки нугушской подсвиты в зоне развития известняковых фаций с последующей проверкой бурением наиболее интенсивных аномалий.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Ботвинкина Л.Н.* Методическое руководство по изучению слоистости // Тр. ГИН АН СССР. 1965. Вып. 119.
2. *Маслов А.В., Крупенин М.Т.* Разрезы рифея Башкирского мегантиклинория (западный склон Южного Урала). Информационные материалы. – Свердловск: УрО АН СССР, 1991.
3. *Медный пояс Северной Родезии* / Под ред. Ф. Мендельсона. – М.: ИЛ, 1963.
4. *Миропольский Л.М.* Медные руды в пермских отложениях Татарской АССР и их генезис // Уч. зап. Каз. гос. ун-та. 1938. Т. 98. Вып. 10. Кн. 1 С. 131–211.
5. *Наркелюн Л.Ф., Филлин А.М., Безродных Ю.П., Трубачев А.И.* Месторождения медистых сланцев Польши и сопоставление их с проявлениями меди в восточных районах СССР // Советская геология. 1970. № 10. С. 108–121.
6. *Осика Р.* Важнейшие месторождения осадочных руд в Польше // Литология и полезные ископаемые. 1968. № 3. С. 3–15.
7. *Стратотип рифея.* Стратиграфия. Геохронология // Тр. ГИН АН СССР. 1983. Вып. 377.
8. *Страхов Н.М.* Основы теории литогенеза. Т. III. – М.: Изд. АН СССР, 1962.
9. *Филиппов В.А.* О генезисе и структурном контроле медного оруденения в верхнепермских отложениях Приуралья // Мат-лы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала. Уфа, 1972. Вып. 5. С. 226–233.
10. *Филиппов В.А.* О положении стратифицированного оруденения в седиментационном цикле // ДАН СССР. 1974. Т. 216. № 3. С. 655–657.
11. *Филиппов В.А.* Тектонические условия формирования древних свит Башкирского мегантиклинория и проблема их алмазности // Проблемы геологии и рудообразования. Ежегодник. Екатеринбург, 2001. С. 125–130.
12. *Филиппов В.А., Акбашев Р.М.* К геохимии молибдена в пермских отложениях Приуралья // Минералогия и геохимия сульфидных месторождений Южного Урала и вмещающих их вулканогенных комплексов. Уфа, 1972. С. 111–113.
13. *Филиппов В.А., Акбашев Р.М.* К находкам стратифицированной медной и баритовой минерализации в каратауской серии западного склона Южного Урала // Геология и образование месторождений меди на Южном Урале. Уфа, 1975. С. 144–148.
14. *Garlick W.G.* Association of mineralization and algal reef structures on Northern Rhodesian Copperbelt, Katanga and Australia // Econ. Geol. 1964. Vol. 59. № 3. P. 416–427.
15. *Krumbein W.C., Garrels R.M.* Origin and classification of chemical sediments in terms of pH and oxidation — reduction potentials // Econ. Geol. 1952. Vol. 60. № 1. P. 1–33.

УДК 553.411 (575.1)

© Коллектив авторов, 2009

## ПЕРСПЕКТИВЫ РАСШИРЕНИЯ МУРУНТАУ-КОСМАНАЧИНСКОГО РУДНОГО УЗЛА (ЦЕНТРАЛЬНЫЕ КЫЗЫЛКУМЫ, УЗБЕКИСТАН)

**Ю.Б.Ежков, Р.Р.Рахимов, Б.Б.Василевский, Р.М.Хантемиров (ГП ИМР ГК РУз по геологии и минеральным ресурсам), А.Х.Туресебеков (Институт геологии и геофизики АН РУз)**

*Проведено новое геолого-геофизическое районирование Тамдытау. На основе изучения минералого-геохимических особенностей месторождений Мурунтау-Косманачинского рудного узла установлена природа его структурно-вещественной зональности, смоделирована направленность рудоформирующих процессов, предложены апробированные методические приемы локального глубинного прогнозирования золотого и сопутствующего оруденения.*

Мурунтау-Косманачинский рудный узел находится в южной части Тамдытауского горного поднятия Центральных Кызылкумов с абсолютными высотными отметками 516–585 м, в практически безводной местности. Административно относится к Тамдынскому району Навоийской области Республики Узбекистан. Располагается в 40 км к югу от райцентра Тамды, в 40 км к востоку от г. Зарафшан и в 200 км к северу от г. Навои.

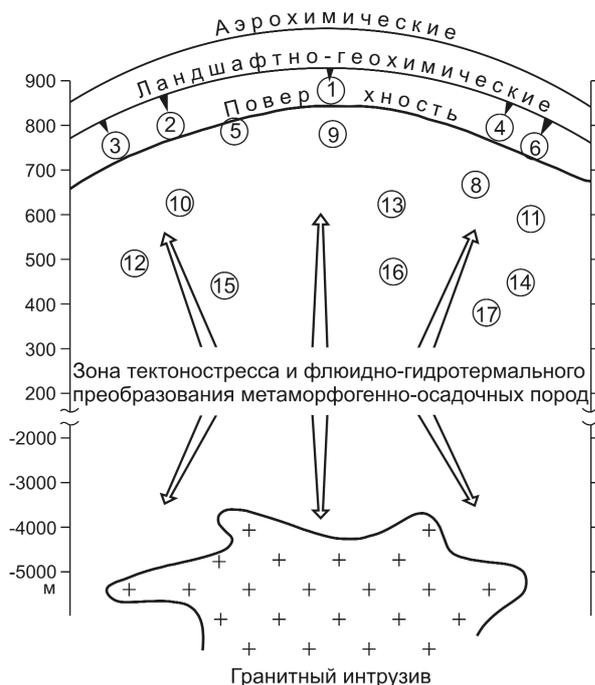
В условиях складывающейся непростой конъюнктуры мирового рынка благородных металлов перед золотодобывающими предприятиями Республики Узбекистан стоит задача неуклонного увеличения производства металла. Пути решения этой проблемы видятся в расширении перспектив эксплуатируемых месторождений за счет освоения их глубоких горизонтов и флангов, а также в переоценке известных золоторудных и золотосодержащих объектов-сателлитов Мурунтау, к числу которых относятся Мютенбай, Триада, Бойлик, Беспантау, Кумышсай, Косманачи и др.

Планируемая концентрация геологоразведочных работ на перспективных площадях с высоким ресурсным потенциалом золота позволит выявить новые рудные объекты, улучшающие структуру сырьевой базы действующих и вновь создаваемых предприятий, и в будущем увеличить добычу металла. Первоочередные объекты для постановки геологоразведочных работ в регионе Центральных Кызылкумов — глубокие горизонты и фланги упомянутых месторождений Мурунтау, Мютенбай, Триада, а также Беспантау, Балпантау, Тамдыбулак, Аджибугут, южные и северные фланги Кокпатасского рудного поля. В Самаркандском горно-рудном районе это выявленные и разведанные месторождения Зармитан, Гужумсай, Промежуточное, Марджанбу-

лак, Сармич и др. Разведанные запасы золотых руд, особенно первых трех сближенных месторождений, образовали мощный потенциал МСБ золота для горнодобывающей промышленности и создали обоснованные предпосылки для привлечения иностранных инвестиций.

В последние годы результаты эксплуатационной разведки Мурунтау, поисково-разведочных и тематических работ на других месторождениях вместе с данными глубокого бурения дают основание рассматривать Мурунтау-Косманачинский рудный узел как геологическое пространство с предположительно генетически связанными между собой рудными обособлениями (тела, залежи, зоны, участки) промышленных масштабов, локализованными на сравнительно небольшой площади, с определенной общностью геологического строения. Все сказанное и определило приоритет данного рудного узла как объект исследований среди других золоторудных регионов республики, тем более, что в последние годы появилось множество публикаций, посвященных формированию и размещению крупных, уникальных месторождений золота и других металлов [3, 8] — «гигантов», «областей суперконцентраций» и проч. Вместе с тем, в методике их прогноза, поисков и оценки еще немало «белых пятен».

**Основные минералого-геохимические особенности золотого и редкометального оруденения Мурунтау-Косманачинского рудного узла.** Исследованиями последних лет [7] отмечалось, что структура геохимического поля данного рудного узла определяется размещением в ней серии промышленных золоторудных объектов (с запада на восток): Косманачи–Беспан–Мурунтау–Мютенбай–Триада. Вещественное элементное наполнение аномальных зон геохимического поля здесь проис-



**Рис. 1.** Эффективные глубины для поисковых геохимических методов при прогнозе золото-редкометалльного оруденения в термально-купольной структуре Мурунтау:

цифры в кружках — методы геохимических поисков: 1 — литогеохимические по первичным и вторичным ореолам рассеяния, 2 — шлиховые, 3 — по первичным потокам рассеяния, 4 — радиометрический, 5 — термомагнитный, 6 — подвижных форм, 7 — по избирательным сорбентам, 8 — гидрохимический, 9 — атмосферический, 10 — гелиевый, 11 — галогенный, 12 — газортутный, 13 — биогеохимический, 14 — частичного извлечения металла, 15 — ионно-подвижных форм, 16 — по ореолам аммония ( $\text{NH}_4^+$ ), 17 — изотопные и фотонейтронные

ходит в результате миграции элементов от глубинных (матричных) золотоносных образований к их верхним золоторудным уровням (рис. 1). Основные из многих форм элементного транспорта — термодиффузия, водно-солевые растворы и парогазовые потоки. Подобные миграционные геохимические процессы в контурах проекций золоторудных зон на дневную поверхность образуют, как правило, несмещенные ореолы (или геохимические аномалии) широкого спектра форм нахождения элементов — от минеральных до ионно-парообразных.

Состав петрогенных, редкоземельных и редких элементов (ICP Elan-DRCII) матричных золоторудных уровней месторождений, выступающих в определенной степени и как глубинные эталоны-источники рудного вещества в ореольно-геохимическом пространстве, отражен в табл. 1. Уровни

содержаний некоторых петрогенных элементов (щелочи), не подверженных существенному искажению в процессе рудообразования, характеризуют рудно-метасоматические породы золотоносных горизонтов месторождений как образования невысокого (реже среднего) щелочного потенциала с устойчивым преобладанием содержаний K над Na (отношения 1,27–3,31). При этом на объектах, находящихся вблизи Мурунтау, они незначительно уменьшаются (Бесапантау, Мютенбай), а на удаленных — значительно возрастают.

Содержания серы в рудных зонах определены аномальной концентрацией мышьяка (арсениопирит), достигающего максимума на Мурунтау. Поведение остальных элементов-сульфообразователей среди халькофилов в основном слабоконтрастно, исключая Se, Te и Bi.

Максимальной величины достигает отношение Mo/Re на Мурунтау, а Se/Te опускается здесь до минимума в силу резкого падения содержаний Re и, наоборот, всплеска содержаний Te по сравнению с другими месторождениями рудного узла.

Как известно, Se по химическим свойствам особенно близок As, Hg и Sb, во многом определяя их миграционный потенциал, тогда как Te в этом качестве ближе к Au, Ag и Bi. В данном случае Мурунтау характеризуется более высокотеллуристыми золото-висмутовыми металлокомплексами, отличающимися относительной устойчивостью в рудноносных материнских термальных флюидах в условиях их дальней миграции при создании рудного пространства.

В группе литофильных элементов наиболее контрастно перераспределение W (25-кратное), способного как к высокой концентрации в рудных зонах (Мютенбай, Триада), так и к образованию интенсивных ореольных полей при наложении на рудные зоны гипергенных процессов.

На месторождениях Мютенбай и Триада содержания U и Th выше, чем на остальных рудных объектах при более интенсивном накоплении Th, отражающемся в увеличении отношений Th/U.

Более рельефно происходит дифференцирование по уровням концентраций среди редкоземельных элементов — собственно лантаноидов (La, Gd), группы церия (Ce, Pr, Nd, Sm) и отдельных элементов группы тербия (Tb, Dy, Ho, Er, Yb). При этом в целом устойчивый парагенезис редких земель характерен резким внутренним фракционированием за счет концентрации легких элементов по отношению к промежуточным и тяжелым TR.

Поскольку изменение щелочности пород и руд — наиболее эффективного показателя их петрохимической эволюции — сопровождается нако-

## 1. Характерные химические элементы руд Мурунтау-Косманачинского рудного узла

Элементы	Месторождения				
	Косманачи+Кумышсай (26)*	Бесапан (6)	Мурунтау (46)	Мютенбай (107)	Триада (22)
<i>Петрогенные элементы, %</i>					
K <sub>2</sub> O	3,05	1,49	3,08	3,68	4,09
Na <sub>2</sub> O	0,92	1,17	2,01	2,66	2,3
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	3,31	1,27	1,53	1,38	1,78
S	1,58	1,43	3,46	1,07	0,74
<i>Халькофильные элементы, г/т</i>					
Hg	0,67	0,82	Не опр.	0,21	0,22
As	1161	1093	14 989	914,3	125,9
Sb	51,4	21,17	20	7,8	4,07
Co	12	12	25,96	15,86	16,69
Ni	61	120	46,78	49,67	62,9
Mo	14,8	26,9	11,52	20,31	18,01
Re	0,025	0,038	0,0094	0,02	0,0504
Se	8,69	3,6	19,32	3,73	2,14
Te	0,73	0,37	12,19	1,47	0,046
Se/Te	11,9	9,73	1,58	2,54	46,5
Bi	1,7	1,22	16,48	6,57	0,83
<i>Литофильные элементы, г/т</i>					
Sn	5,66	4,29	0,68	4,13	10,29
W	25,4	90,3	26,96	654,55	152,8
U	11,5	11,9	6,5	4,09	19,46
Th	14,1	8,2	7,8	15,2	44,79
Th/U	1,23	0,69	1,2	3,73	2,3
Hf	4,48	2,54	0,3	3,9	11,78
Y	27	25	31,6	32,4	76,1
<i>Редкоземельные элементы, г/т</i>					
La	27,17	17,17	48,8	45,5	104,7
Ce	37,09	21,92	93,6	62,4	134,3
Pr	3,85	2,38	11,8	8,67	18,99
Nd	21,9	11,62	30,5	29,14	95,5
Sm	3,5	3,49	7,1	7,51	22,97
Eu	1,26	1,23	2	1,81	5,23
Gd	6,13	3,58	7	7,02	22,8
Tb	0,93	0,72	1,1	1,35	4,71
Dy	5,43	4,45	3,9	6,16	22,14
Ho	0,64	0,56	1	1,4	3,4
Er	1,81	1,33	1,9	2,76	6,99
Tm	0,39	0,33	Не опр.	0,6	1,51
Yb	4,36	3,19	2,1	3,72	11,8
Lu	0,6	0,44	0,4	0,54	1,83
La/Lu	45,3	39,0	122,0	84,3	57,2
La+Ce/Y	2,4	1,6	4,5	3,3	3,1
ΣRЗЭ	115,06	72,41	211,2	178,58	456,87
<i>Элементы платиновой группы, г/т</i>					
Ru	0,0039	0,0097	0,0086	0,00047	0,0008
Rh	0,058	0,0087	0,0080	0,0082	0,0048
Pd	0,406	0,353	0,3–1,09	0,059	0,093
Os	0,0022	0,0029	0,0021	0,00021	0,0001
Ir	0,0016	0,0013	0,0014	Не опр.	0,0002
Pt	0,088	0,062	0,11–4,2	0,016	0,0029
ΣЭПГ	0,5597	0,4376	-	0,0839	0,1018

\* В скобках число проб.

плением легких лантаноидов и понижением концентраций тяжелых элементов (Lu и родственные ему элементы), отношение La/Lu использовалось как подобный показатель. За исключением Мурунтау (122,0), величины этого отношения по другим месторождениям относительно сопоставимы (39,0–84,3), как и сама петрохимическая материнская основа их золотоносных руд.

Накопление легких лантаноидов и Y в процессе их положительной вертикальной миграции в золоторудных зонах обычно сопровождается активным образованием иттриевых (ксенотим, фергусонит, Се-Y гадолинит) и цериевых (монацит, паризит, бастнезит, Се-силикат-брилолит) редкоземельных минералов.

Имеются данные о том, что редкоземельная минерализация золото-сульфидной ассоциации Мурунтау в околокларковых параметрах находится в основном в кварц-хлорит-калишпатовых околожильных метасоматитах и прожилках [2]. Однако, по нашему мнению, интенсивное концентрирование TR здесь осуществляется строго параллельно с подобным же поведением естественных радиоактивных элементов, определяющим, в силу своей большей распространенности, видовой состав и масштабы накопления TR.

Для решения задач поисковой геохимии важно оценить в изученном регионе миграционную подвижность элементов редких земель в зоне гипергенеза (преимущественно глинистый профиль кор выветривания).

Установлено, что вся группа редких земель и иттрия во всех профилях кор выветривания ведет себя достаточно инертно [1]. Процесс гипергенеза как в глинистых корах, так и при химическом разложении пород (латериты) может сопровождаться пассивным накоплением редких земель обычно за счет легких лантаноидов и промежуточных элементов. Рост содержания тяжелых лантаноидов и иттрия в силу их большей мобильности отмечается реже и обусловлен накоплением в корах выветривания устойчивых минеральных форм (носителей и концентраторов), отмеченных нами ранее. В тех случаях, когда концентрация минералов TR и Y достигает промышленных масштабов (монацит-ксенотим-циртолитовые россыпи), причиной служит процесс перемыва (иногда неоднократного) глинистых кор выветривания.

По данным Т.Ф.Бойко и др. [1], фракционирование редких земель и иттрия (ореольная зональность) происходит в соответствии с рядом, ранжированным по убыванию миграционной подвижности (коры выветривания и водная среда): Y–Lu–Tm–Yb–Er–Ho–Dy–La–Tb–Gd–Nd–Pr–Sm–Eu–Ce.

Изучая содержания редкоземельных элементов (РЗЭ) в главных типах метаосадочных пород глубинного разреза Мурунтауского рудного поля, А.А.Кременецкий и др. [5] отмечали их близость к распределениям РЗЭ в андезитах и базальтах, что может указывать на участие продуктов вулканизма в протоосадконакоплении. Это подтверждается и прямыми находками на рудном поле реликтов туфогенного материала в метатерригенных толщах.

Наши исследования РЗЭ были направлены главным образом на выявление закономерностей распределения их в рудной зоне и рудовмещающих породах на гипсометрически различных уровнях восточного фланга рудного поля (табл. 2). При незначительном разбросе их содержаний в рудной зоне и рудовмещающих породах наблюдается слабая тенденция накопления Yb и Y в надрудной зоне с близкими концентрациями в рудах и околорудных метасоматитах. Содержания La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu и Gd незначительно увеличиваются на глубоких горизонтах, а присутствие элементов отмечается преимущественно в рудной зоне.

Сравнивая полученные содержания РЗЭ с их кларками, отметим, что Yb, Tm, La, Eu и Y на всех уровнях среза рудной зоны и в рудовмещающих породах характеризуются кларком концентрации ( $K_k$ ) от 1 до 10, для остальных элементов группы  $K_k < 1$ , за исключением Dy и Ho, которые фиксируются в верхних частях рудного среза на уровне кларковых содержаний.

Таким образом, на основании изучения особенностей распределения редкоземельных элементов на Мурунтауском рудном поле, можно говорить о возможности их использования в качестве геохимического индикатора происхождения пород, на что указывал и А.А.Кременецкий [5]. С другой стороны, РЗЭ и отношение U/Th могут служить индикатором околорудных метасоматитов (Au, W, Bi и др.). Их корреляционная связь с петрогенными элементами особенно четко выражена у Y, La, Ce, Pr, Nd, Sm и Gd с оксидами Na, K, Mg и Ti.

По данным И.Б.Турамурагова и др. [13], в углеводисто-кварцевых метаалевролитах Мурунтау содержание РЗЭ в сумме составляет 82,3 г/т, в связи с чем установленное нами в рудно-околорудном пространстве суммарное содержание РЗЭ >160 г/т свидетельствует о редкоземельной аномальности изученного блока, подчеркивая его золото-редкометалло-редкоземельный генезис. Определение природы выявленной аномалии РЗЭ должно стать предметом ее дальнейшего изучения.

В составе платиновой группы (ЭПГ) на всех месторождениях Мурунтау-Косманачинского рудного узла также устойчиво проявлено преобладание (Pd)

2. Распределение редкоземельных элементов на глубоких горизонтах восточного фланга Мурунтауского рудного поля, г/т

Среда	Глубина, м	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y	$\Sigma$	U	Th	$\frac{U}{Th}$
Мегатерригенные породы	50–300	37,7	53,1	5,5	19,7	4,5	1,6	5,2	1,3	6,2	1,5	3,0	0,78	3,9	0,6	35,4	177,3	0,46	12,18	0,04
	300–600	35,5	53,8	7,1	20,2	5,3	1,4	5,2	0,9	4,4	1,4	2,5	0,64	3,0	0,4	32,7	174,9	1,36	10,52	0,13
Околорудные метасоматиты	600–900	34,67	50,8	6,8	19,4	5,0	1,3	4,6	0,9	3,9	1,0	2,0	0,54	2,8	0,4	26,9	160,9	2,51	11,52	0,24
	600–800	40,14	58,5	8,5	26,3	6,6	1,7	6,2	1,2	5,9	1,7	3,1	0,58	0,4	0,4	26,8	188	2,52	13,10	0,19
Рудные зоны	800–900	38,75	62,1	8,6	25,7	7,0	1,7	5,4	0,8	4,9	1,2	2,5	0,49	0,4	0,4	24,1	183,8	1,54	11,62	0,13

содержаний легких элементов. Необычно высокую концентрацию Pt в золоторудных зонах, отличающуюся значительным разбросом содержаний, вероятно, следует рассматривать как исключение.

Интересно, что Н.П.Ермолаев (1994 г.) не обнаружил (даже при увеличении в 20 000 раз) в сланцах Среднеазиатского региона собственных минералов платины, валовые содержания которой достигали в этих породах нескольких десятков грамм на 1 т. Автор пришел к выводу о присутствии платины в форме мышьяковистых интерметаллидов (возможно, сперрилит). Не исключая эту форму минерального выделения платины, мы больше склоняемся к форме ее самородных обособлений, которая недавно установлена нами при микронзондировании компонентов руд месторождения Косманачи (Pt 90,61%, Pd 2,94%, Cu 1,74%, Fe 1,23%, Cr 0,24%).

В месторождениях сульфидных медно-никелевых руд платина обычно накапливается в зонах, состоящих из минеральных фаз повышенной железистости, в противоположность минеральным зонам повышенной магнезиальности. Можно предположить в связи с этим, что относительно высокая железистость рудно-минеральных выделений Мурунтау и способствовала определенному аномальному накоплению в них Pt, как, впрочем, и Pd (см. табл. 1).

Распределение ЭПГ в породном, околорудном и рудном пространствах характерно тем, что Ru, Rh, Pd, Os, Ir и Pt фиксируются во всех разновидностях пород и имеют слабую тенденцию к концентрации в околорудных метасоматитах и рудной зоне (табл. 3).

Между собой ЭПГ не имеют внутренних корреляционных связей за исключением Rh, который коррелируется с платиноидами тяжелого ряда — Pt (0,306) и Ir (0,260). Платиноиды не коррелируются по распределению с Au и Ag, хотя имеют, как отмечено выше, тенденцию накапливаться вместе с ними в рудной зоне. При том, что Pt имеет почти со всеми рудными элементами, включая Au и Ag, отрицательную корреляционную связь, она положительно коррелируется с группами петрогенных  $Na_2O$  (0,462),  $SiO_2$  (0,467), редкоземельных Y, La, Ce, Pr, Nd, Gd, Tb, Dy, Er, Yb и редкощелочных (Rb и Cs) элементов. Положительная связь отмечается также у Pt с Ba (0,422), Sc (0,584), Nb (0,381), Hf (0,413), Ta (0,450), Th (0,388). Вызывает интерес корреляция Pd с Hg (0,490), Ge (0,345), Rh, Pb (0,416) и Cd (0,414).

Необычность и геохимическая противоречивость внешних и внутренних корреляционных связей металлов группы платины (рис. 2), по-видимому, объясняются присутствием в составе метаосадочных пород вулканогенного материала средне-

### 3. Распределение элементов платиновой группы на глубоких горизонтах восточного фланга Мурунтауского рудного поля, г/т

Среда	Глубина, м	Ru	Rh	Pd	Ir	Pt	Σ
Метатерригенные породы	50–300	-	0,01	0,03	-	0,004	0,044
	300–600	-	0,003	0,03	-	0,004	0,037
Околорудные метасоматиты	600–900	-	0,003	0,05	-	0,005	0,058
Рудные зоны	600–800	0,0001	0,01	0,04	0,0002	0,04	0,0903
	800–900	-	0,01	0,05	0,0001	0,03	0,0901

основного состава — магматического концентрата платиноидов.

Распределение основных рудообразующих химических элементов с тенденцией накапливания их в рудах по сравнению с окружающим пространством проявлено достаточно отчетливо (табл. 4). Среди известных элементов-модификаторов особое положение занимает В, у которого выражена тенденция к накоплению в надрудной зоне. При этом по интенсивности концентрации В незначительно (табл. 5) превышает кларк, хотя на рудном поле достаточно широко распространена турмалиновая минерализация. Это расхождение, видимо, объясняется тем, что бор в процессе рудообразования активно мигрировал по тектонически ослабленным зонам с образованием в них кварц-турмалиновых

брекчий и турмалиновых прожилков над рудными телами — фактор, который может играть определенную роль при прогнозировании скрытого золотого оруденения.

Распределение других элементов-модификаторов показало, что, например, сера слабо накапливается в рудной зоне, но при этом положительно коррелирует с золотом. В рудных телах и надрудной зоне ее  $K_k$  в пределах 10.

Анализируя распределение элементов из литофильной, рассеянно-редкой и галоидной групп (см. табл. 5), отметим, что почти все они имеют слабую тенденцию к накоплению в надрудных интервалах, кроме цезия и серы, у которых наблюдается рост содержания в рудной зоне. Характерной чертой элементов этих групп является также отрицательная

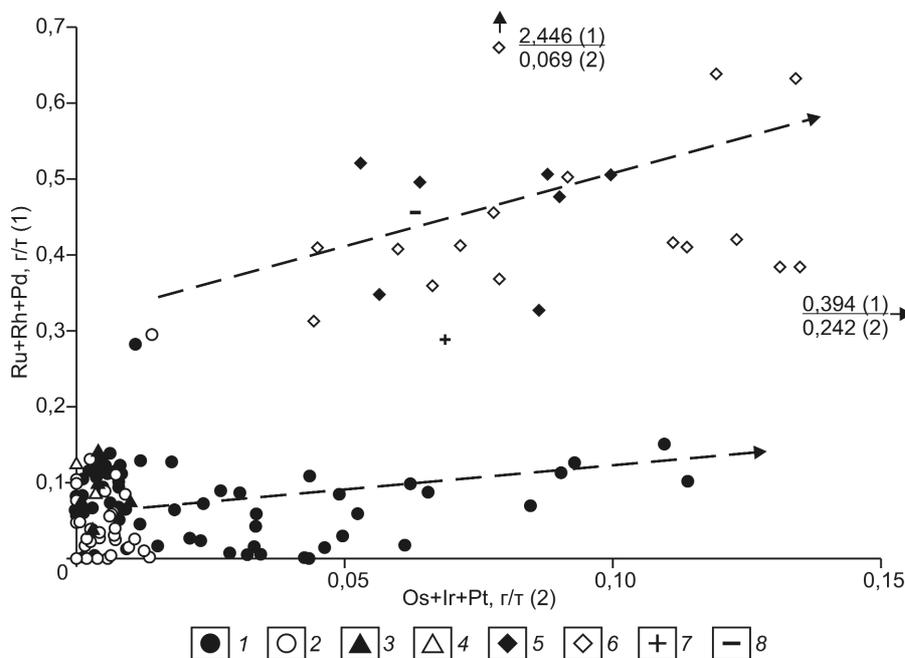


Рис. 2. Соотношение подгрупп легких и тяжелых элементов платиновой группы в золоторудных месторождениях Мурунтау-Косманачинского рудного узла:

ранги месторождений по содержанию Au, г/т: 1 — 1 и >1 (Мюстенбай), 2 — <1 (Мюстенбай), 3 — 1 и >1 (Триада), 4 — <1 (Триада), 5 — 1 и >1 (Косманачи), 6 — <1 (Косманачи), 7 — 1 и >1 (Бесапан), 8 — <1 (Бесапан)

4. Распределение рудообразующих химических элементов на глубочайших горизонтах восточного фланга Мурунтауского рудного поля, г/т

Среда	Глубина, м	Au	Ag	As	Bi	Cu	Pb	Zn	Sb	W	Mo	Re	Sn	Se	Te	Hg	Ba	Sr
Метатерригенные породы	50–300	0,08	0,2	452,24	0,74	66,96	8,91	80,65	2,5	12,80	7,51	0,01	4,2	1,31	0,1	0,1	640,6	117,7
	300–600	0,07	0,3	349,05	0,59	43,47	12,2	124,9	2,0	12,50	13,6	0,01	3,8	0,56	0,2	0,05	596,0	118,8
Околорудные метасоматиты	600–900	0,16	2,2	577,86	0,69	45,27	7,44	80,79	5,5	25,90	7,54	0,01	3,6	1,61	0,1	0,11	585,3	86,46
	600–800	7,38	0,3	1277,5	8,39	69,69	31,6	95,12	5,8	176,7	16,0	0,02	3,5	1,46	2,3	0,08	617,5	109,0
Рудные зоны	800–900	9,51	1,3	1704,5	30,2	245,8	17,3	91,83	4,9	511,6	22,8	0,03	3,3	15,7	6,5	0,66	579,2	137,1

корреляционная связь между самими элементами и золотом, за исключением серы, у которой корреляция с золотом 0,409.

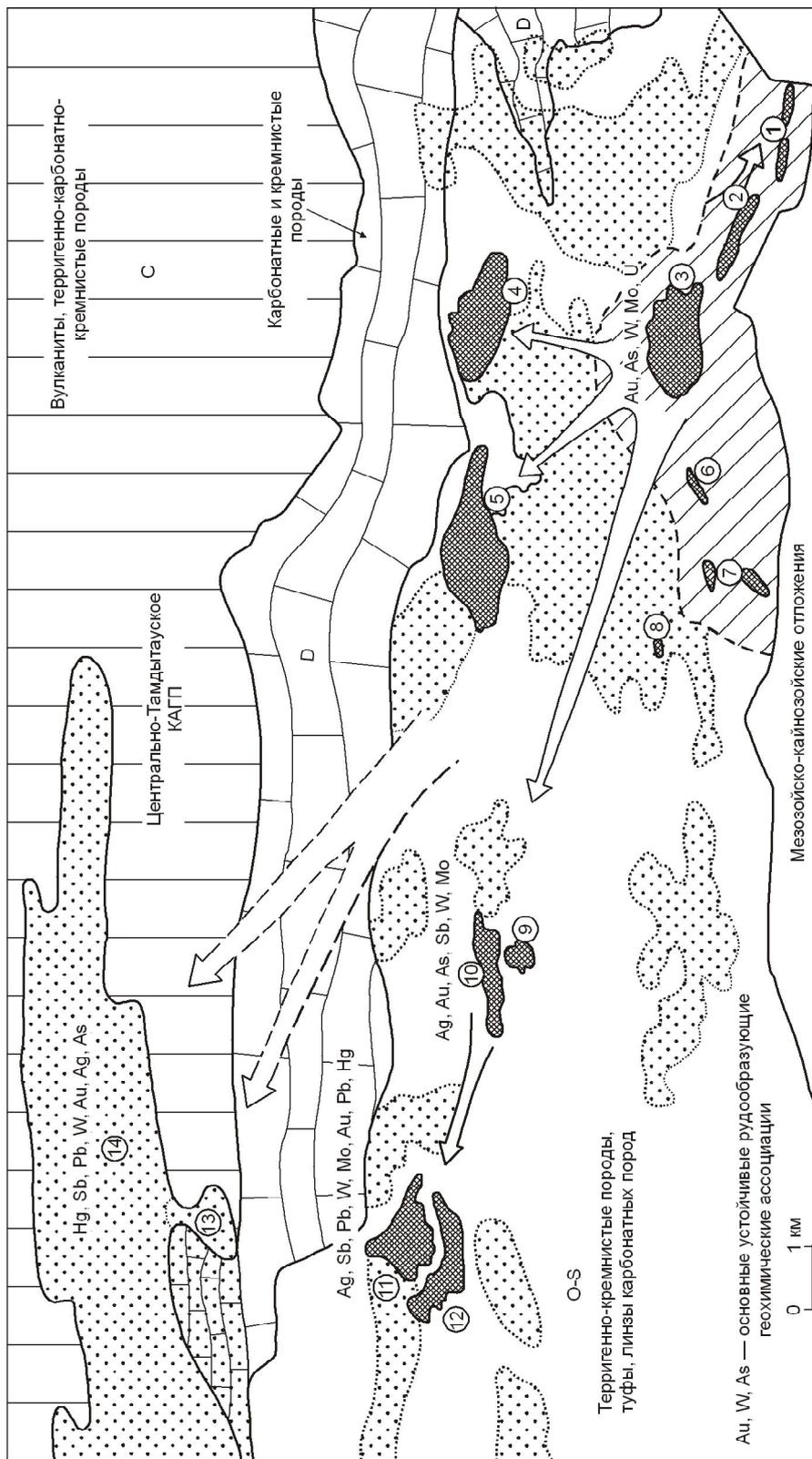
В распределении элементов сидерофильных и редкометалльно-халькофильных групп (табл. 6) наблюдаются незначительный рост содержаний Fe, Mg, Co, Sc и Ge в рудной зоне и относительно слабое повышение концентраций Mn, Cr, Ni, In и Ga в надрудных интервалах. При этом с золотом достаточно тесно коррелирует только Cd (0,504) и слабее Ge (0,355), у остальных элементов значимая связь с золотом не установлена.

Ga, V и Cr тесно коррелируют между собой и имеют значимую связь со всеми РЗЭ (0,313–0,673), редкими щелочами (0,414–0,943), Th (0,589), редко-рассеянными (0,660–0,847) и петрогенными (0,513–0,930) элементами за исключением MnO и CaO. При этом Ga, V и Cr значимой корреляции с рудными элементами не проявляют.

По форме нахождения металлов на Мурунтауском рудном поле широко представлены самородные металлы, интерметаллические соединения, сульфиды, антимониды, арсениды, сульфосоли, теллуриды, сульфотеллуриды и селениды, а на месторождении Косманачи — оксиды, вольфраматы, молибдаты и галоидные соединения (хлориды) — продукты интенсивных окислительных процессов (табл. 7).

В условиях Мурунтау, руды которого относятся к высококремнистым малосульфидным, хлоридные, гидросульфидные и сульфатные миграционные комплексы золота при повышении потенциала кислорода в области развития окислительных процессов распадаются, так как устойчивы только в восстановительной обстановке. Это приводит к осаждению золота в самородном состоянии в зонах восходящей флюидной миграции рудного вещества [6].

**Современное геолого-геофизическое районирование и приемы глубинного геохимического прогнозирования золотого оруденения в Тамдытау.** Геофизическое районирование проведено авторами в пределах Тамдытау и его обрамления в м-бе 1:100 000 на основе выявленных магнитных и гравитационных полей с содержаниями радиоактивных элементов. Разработанная схема геолого-геофизического районирования Тамдытау, кроме известных его геолого-структурных особенностей [14], показала ряд четких геолого-структурных и вещественных различий северной и южной частей, разделенных широтной карбонатной грядой (рис. 3). Несколько севернее карбонатной гряды проходит южная граница крупного (около 3000 км<sup>2</sup>) мафит-ультрамафит-щелочного расслоенного массива (рис. 4), внедрившегося, по нашему мнению, в толщу осадочно-вул-



**Рис. 3. Латеральная модель, зональность и структура аномального геохимического поля Мурунтау-Косманачинского рудного узла:**

комплексные аномальные геохимические поля (КАГП) в пределах рудно-метасоматических зон: 1 — известных месторождений (Мурунтау, Мютенбай, Триада, Бесалантау, Бойлик), 2 — ближайших флангов месторождений и рудопроявлений; 3 — удаленные фронтальные зоны (прогнозно-перспективные площади) Мурунтау-Косманачинского рудного узла; 4 — направленность и пути движения рудоносных (Au, Ag, W, As, Mo, Pb, Sb, Hg) плутогенных водно-солевых флюид-растворов; месторождения и рудопроявления: 1 — Триада, 2 — Мютенбай, 3 — Мурунтау, 4 — Бойлик, 5 — Бесалантау, 6 — Ташкумыр, 7 — Дайково, 8 — Южный Бесалан, 9 — Зымбултау, 10 — Кумышсай, 11 — Косманачи, 12 — Среднекосманачинское, 13 — Северо-Косманачинское, 14 — Центрально-Тамдытауское

5. Распределение литофильных, рассеянно-редких и галоидных элементов на глубоких горизонтах восточного фланга Мурунтауского рудного поля, г/т

Среда	Глубина, м	Nb	Ta	Be	Li	Rb	Cs	B	Zr	Hf	J	Br	S
Метатерригенные породы	50–300	12,75	0,79	2,70	88,51	116,39	5,41	27,90	174,05	3,64	0,54	0,0	5400
	300–600	12,21	0,82	2,45	41,67	112,34	6,09	41,27	177,38	3,43	0,48	0,0	5700
Околорудные метасоматиты	600–900	11,09	0,77	1,73	35,71	107,24	6,39	66,79	152,38	2,80	0,27	0,0	6400
Рудные зоны	600–800	10,7	1,07	1,86	32,14	112,55	9,39	10,27	130,67	3,71	0,45	2,54	8200
	800–900	8,82	0,8	0,79	21,32	115,70	9,35	3,63	110,43	2,64	0,33	0,0	14 200

каногенных подушечных лав — амфиболитов, базальтов, андезитовых порфиритов, конгломератов, известняков, кремней, по-видимому, рифтогенной природы. Южная граница щелочно-ультраосновного массива, прослеженная буровыми скважинами до

гор Дарбаза, маркируется положительными цепочковидными магнитными аномалиями, как считается, перидотит-дунит-пироксенитовой природы, локализованными в Тамдытау-Тескудукском и Джаманкынгырском выходах, а далее — в районе Сангунтау.

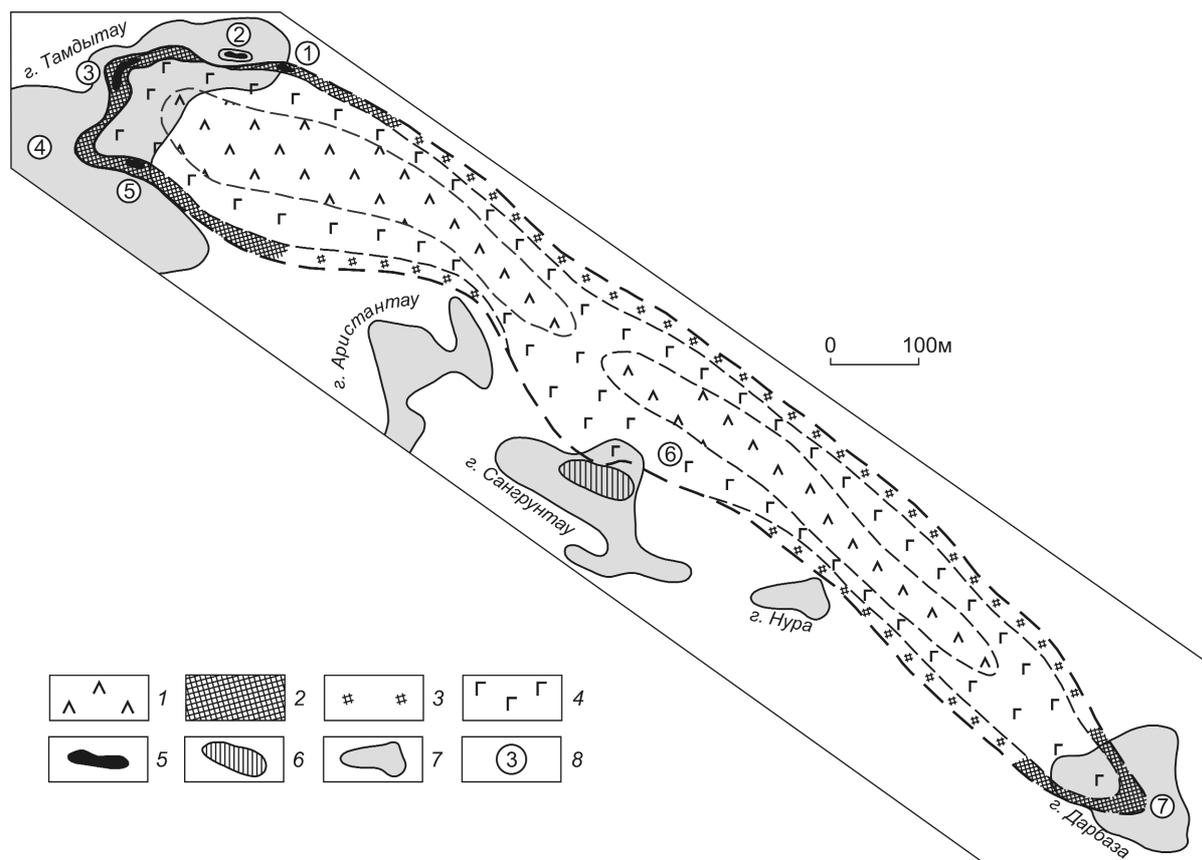


Рис. 4. Схема Восточно-Кызылкумского гипербазит-базитового расслоенного интрузива, составили Ю.Ф.Баскаков, Ю.Б.Ежков:

1 — шонкиниты, уртиты; 2 — оливиновые пироксениты, серпентиниты, тальковые сланцы; 3 — то же, предполагаемые; 4 — габброиды; 5 — месторождения, рудные участки; 6 — Кенеская магнитная аномалия; 7 — выходы домезозойских пород на поверхность; 8 — месторождения, рудопроявления, рудоносные площади (1 — Кыныр, 2 — Балпантау, 3 — Тамдыбулак, 4 — «железные шляпы», 5 — древние выработки на медь, 6 — Аяккудук — Au, Cu, магнетит, 7 — Дарбаза — золото в листовниках)

6. Распределение сидерофильных и редкометалло-халькофильных групп элементов на глубоких горизонтах восточного фланга Мурунтауского рудного поля, г/т

Среды	Глубина, м	Fe <sub>общ</sub>	Mn	Mg	V	Cr	Co	Ni	In	Sc	Cd	Ga	Ge
Метатерригенные породы	50–300	51 100	774	18 877	331,25	181,45	14,22	54,76	0,07	18,78	2,79	24,89	1,18
	300–600	46 000	696	20 144	343,35	176,24	13,93	57,81	0,07	17,60	0,46	24,10	1,18
Околорудные метасоматиты	600–900	46 200	620	20 988	281,61	160,42	12,89	47,95	0,06	16,43	0,24	22,30	1,23
	600–800	55 400	542	22 737	302,91	162,85	16,36	45,73	0,05	25,18	1,11	19,63	1,92
Рудные зоны	800–900	63 700	696	21 772	368,57	189,42	19,95	44,27	0,03	25,83	1,77	18,83	2,75

На поверхности западного замыкания расслоенного массива в основании ультрамафитов отчетливо выделяется полоса серпентинитов шириной около 1 км, замещенных местами тальковыми сланцами и лиственитами. Среди магматитов Северного Тамдытау располагаются серия известных древних выработок (на медь), выходы бурых железняков, «железные шляпы», которые, хотя и давно известны в регионе, но в зоне гипергенеза серьезно не рассматривались в качестве возможных индикаторов, залегающих на глубине сульфидных или окисно-сульфидных руд собственно магматогенного (Cu, Cr, Ti) или гидротермального (Au, W, Bi) генезиса (Бушвельдский комплекс, Стилутер, Норильские интрузии).

Плотность геофизической изученности в Южном Тамдытау резко превосходит таковую в Северном (А.Н.Балашов, 2000 г.). Выделены разнознаковые линейные магнитные аномалии с чередованием зон привноса и выноса U и K. По магнитным признакам показаны ослабленные зоны тектонических нарушений, метасоматитов, дайковых структур и зон пирротинизации. Золотая мегааномалия Мурунтау маркируется исключительной по масштабам урановой аномалией, образующей вместе с уступающей ей по масштабам аномалией Джургантауского купола, юго-западно-северо-восточную полосу повышенной радиоактивности на самой южной оконечности Южного Тамдытау.

Пространственное положение урановых аномалий (площадных и линейных) и таких же аномалий калия достаточно различны: случай их совпадения пришелся только на самое западное окончание Тамдытау — линейная аномалия урана и линейно-цепочно-площадная — калия.

Районирование поля силы тяжести позволило обозначить домезозойский цоколь Тамдытау как область с относительно спокойным полем средней интенсивности, окаймленную швами гравитационных ступеней в зонах резкого погружения цоколя. Последнее наблюдается на северных, западных и южных выходах возвышенности, тогда как восточная граница Тамдытауского поднятия по продолжению спокойного поля силы тяжести отодвигается на 20–30 км.

Зоны резкого погружения, кроме швов, маркируются полосами повышенного градиента силы тяжести (отвечающими как возможным контактовым зонам интрузий, так и бортам депрессионных структур), а также цепочками овально-вытянутых локальных положительных аномалий, природа которых может определяться выступами фундамента, интрузиями основного состава, блоками карбонатных пород и антиформами. Подобные аномалии, но существенно большие по размеру выделены в

**7. Формы нахождения металлов Мурунтау-Косманачинского  
рудного узла**

Мурунтауское рудное поля	Формы нахождения металлов	Косманачинское рудное поле
1	2	3
<i>Самородные металлы и интерметаллические соединения</i>		
	Pt	Платина
Серебро	Ag	Серебро
Золото	Au	Золото
Висмут	Bi	-
	Pb	Свинец
Электрум	AuAg	-
Мальдонит	Au <sub>2</sub> Bi	-
Анимикит	AgSb	-
Консбергит	AgHg	-
<i>Сульфиды (включая сульфосоли)</i>		
Арсенопирит	FeAsS	Арсенопирит
Пирит	FeS <sub>2</sub>	Пирит
Висмутин	Bi <sub>2</sub> S <sub>3</sub>	-
Икунолит	Bi <sub>4</sub> (SSe) <sub>4</sub>	-
Антимонит	Sb <sub>2</sub> S <sub>3</sub>	Антимонит
Киноварь	HgS	Киноварь
Аргентит (акантит)	Ag <sub>2</sub> S	Аргентит (акантит)
Re-молибденит	Mo(Re)S <sub>2</sub>	-
Сфалерит	ZnS	Сфалерит
Галенит	PbS	Галенит
Халькопирит	CuFeS <sub>2</sub>	Халькопирит
Тунгстенит	WS <sub>2</sub>	-
Пирротин	Fe <sub>1-x</sub> S	Пирротин
Кобальтин	CoAsS	Кобальтин
Герсдорфит	NiAsS	Герсдорфит
Лёллингит	FeAs <sub>2</sub>	-
Ульманит	NiSbS	-
Пентландит	(FeNi) <sub>9</sub> S <sub>8</sub>	-
Виоларит	FeNi <sub>2</sub> S <sub>4</sub>	-
Глаукодот	(CoFe)AsS	-
-	AgAsS <sub>3</sub>	Гунтилит
-	Ag <sub>3</sub> AsS <sub>3</sub>	Ксантоконит
-	CuFe <sub>2</sub> S <sub>3</sub>	Кубанит
-	Pb <sub>2</sub> Bi <sub>2</sub> S <sub>5</sub>	Козалит
-	CdS	Гриноцит
-	FeS <sub>2</sub>	Марказит
<i>Антимониды, арсениды и сульфосоли</i>		
Полибазит	(AgCu) <sub>16</sub> Sb <sub>2</sub> S <sub>11</sub>	Полибазит
Стефанит	Ag <sub>4</sub> SbS <sub>4</sub>	Стефанит
Пираргирит	Ag <sub>3</sub> SbS <sub>3</sub>	Пираргирит
Миаргирит	AgSbS <sub>2</sub>	Миаргирит
Штроемейерит	Cu <sub>2</sub> SAg <sub>2</sub> S	Штроемейерит
Густавит	PbAgBi <sub>3</sub> S <sub>6</sub>	-
Павонит	(AgCu)(BiPb) <sub>3</sub> S <sub>5</sub>	-
Хейровскит	Pb <sub>10</sub> AgBi <sub>5</sub> S <sub>18</sub>	-
Сахароваит (Ви- джемсонит)	(PbFe)(BiSb) <sub>2</sub> S <sub>4</sub>	-
Джемсонит	Pb <sub>4</sub> FeSb <sub>6</sub> S <sub>14</sub>	Джемсонит
Кобеллит	Pb <sub>22</sub> Cu <sub>4</sub> (BiSb) <sub>20</sub> S <sub>69</sub>	-
Галеновисмутит	PbBi <sub>2</sub> S <sub>4</sub>	-

Продолжение табл. 7

1	2	3
Бурнонит	$\text{CuPbSbS}_3$	Бурнонит
Буланжерит	$\text{Pb}_5\text{Sb}_4\text{S}_{11}$	Буланжерит
Канфильдит	$\text{Ag}_8(\text{SnGe})\text{S}_6$	-
Фрейбергит	$(\text{AgCuFe})(\text{SbAs})_4\text{S}_{13}$	Фрейбергит
Тетраэдрит	$\text{Cu}_3\text{SbS}_3$	Тетраэдрит
Теннантит	$\text{Cu}_3\text{AsS}_3$	Теннантит
-	$\text{Pb}_{10-2x}\text{Ag}_{3+x}\text{Sb}_{11+x}\text{S}_{26}$	Овихиит
-	$\text{PbAgSb}_3\text{S}_6$	Андорит
<i>Теллуриды и сульфотеллуриды</i>		
Гессит	$\text{Ag}_2\text{Te}$	Гессит
Алтаит	$\text{PbTe}$	-
Цумоит	$\text{BiTe}$	-
Теллуровисмутит	$\text{Bi}_2\text{Te}_3$	-
Пильзенит	$\text{Bi}_4\text{Te}_3$	-
Хедлейит	$\text{Bi}_3\text{Te}_3$	-
Тетрадимит	$\text{Bi}_2\text{Te}_2\text{S}$	-
Сульфоцумоит	$\text{Bi}_3\text{Te}_2\text{S}$	-
Жозеит В	$\text{Bi}_4\text{Te}_2\text{S}$	-
Ингодит	$\text{Bi}_2\text{TeS}$	-
Кавацулит	$\text{Bi}_2\text{Te}_2\text{Se}$	-
-	$\text{AuTe}_2$	Калаверит
-	$\text{AuAgTe}_4$	Сильванит
<i>Селениды</i>		
Агвиларит	$\text{Ag}_4\text{SeS}$	-
Науманнит	$\text{Ag}_2\text{Se}$	Науманнит
Клаустолит	$\text{PbSe}$	-
Невскит	$\text{Bi}(\text{SeS})$	-
Скипеннит	$\text{Bi}_2\text{Se}_2(\text{TeS})$	-
Гаунаухатит	$\text{Bi}_2(\text{SeS})_3$	-
Без названия	$\text{Sb}_2\text{Se}_2\text{S}$	-
<i>Оксиды, вольфраматы и молибдаты</i>		
Шеелит	$\text{CaWO}_4$	Шеелит
Вольфрамит	$(\text{MnFe})\text{WO}_4$	-
Касситерит	$\text{SnO}_2$	-
-	$\text{FeO}$	Иоцит
-	$\text{BiAsO}_4$	Арсенат висмута
-	$\text{Bi}_2[\text{O}_3\text{CO}_4]$	Базобисмутит
-	$\text{FeFe}_2\text{O}_4$	Магнетит
-	$\text{PbMoO}_4$	Вульфенит
-	$\text{Sb}_2\text{O}_4$	Сервантит
-	$\text{Sb}_2\text{O}_3$	Валентинит
-	$\text{PbMnMn}_6\text{O}_{14}$	Коронадит
<i>Галогидные соединения (хлориды)</i>		
-	$\text{AgCl}$	Кераргирит
-	$\text{PbSbO}_2\text{Cl}$	Надорит
-	$\text{Pb}_5[\text{VO}_4]_3\text{Cl}$	Ванадинит
-	$\text{Pb}_5[\text{AsO}_4]_3\text{Cl}$	Миметезит
<i>Гидроксиды</i>		
-	$\text{HFeO}_2$	Гётит
-	$\text{FeAsO}_4\cdot 2\text{H}_2\text{O}$	Скородит
-	$\text{Sb}_3\text{O}_6[\text{OH}]$	Стибиконит
-	$\text{CaU}_2[\text{SiO}_4]_2[\text{OH}]\cdot 3\text{H}_2\text{O}$	Уранофан
-	$\text{KFe}_3[\text{SO}_4]_2[\text{OH}]_6$	Ярозит
-	$\text{Fe}^{\cdot\cdot}[\text{AsO}_4]\cdot 2\text{H}_2\text{O}$	Питтицит
-	$\text{Pb}_3\text{Sb}_2\text{O}_6(\text{O}_4\text{OH})$	Биндгеймит
-	$\text{CaCu}[(\text{OH})\text{AsO}_4]$	Хиггинсинит
-	$(\text{Mn}^{2+}\text{CaMg})\text{Mn}_3^{++}\text{O}_7\text{H}_2\text{O}$	Тодорокит

области развития вулканоплутонических комплексов на перекрытой площади за восточной границей Тамдыгау. Здесь, в частности, наблюдается единственное соприкосновение локальных положительных и отрицательных аномалий (зона активных тектонических и термальных преобразований), тогда как обычно последние — весьма редкие для площади — «разбросаны» по ней спорадически.

Информативно-индикаторные возможности геохимических методов при поисках золоторудных месторождений в Центральных Кызылкумах как под породами чехла, так и скрытых в породах фундамента могут быть реализованы посредством применения нижеперечисленных методов. При этом общие методические приемы проведения известных поисков по вторичным ореолам рассеяния, кстати, слабоинформативным в подобных условиях, нами не рассматриваются.

*Метод прямой индикации скрытых объектов.* В последние годы в практику поисковых работ многих регионов мира стали входить исследования «щелочнометальности» рудоносных формаций. В частности, поиски золоторудных месторождений по комплексу щелочных металлов — Li, Rb, Cs, K. Объясняется это тем, что редкие щелочи (и калий) обладают определенными преимуществами по сравнению с другими металлами при оценках глубинных рудоперспектив территорий. К ним относятся присутствие в субстрате щелочных металлов в значительных количествах (по отношению к другим рудным элементам), образование ими объемных фигур ореолов и, что крайне важно, высокая контрастность распределения их коэффициентов зональности по отношению к рудному телу ( $Li^2/Au+As$ ,  $K^2/Au+As$ ), изменяющаяся от значений  $10^1-10^2$  в подрудных сечениях до  $10^5-10^6$  — в надрудных.

Характерно, что в Тамдыгау при поисках скрытых залежей продуктивного золота, особенно в черносланцевых толщах, среди аргиллизитовых метасоматитов и в контактовых зонах гранитоидных plutонов, наиболее информативны не положительные, а отрицательные аномалии калия (зоны выноса).

Глубинность методов «щелочнометальности» при поисках скрытых золоторудных объектов обычно достигает 200–250 м.

*Метод замеров газов в потоках газовой флюидной миграции и электрохимических потенциалов концентров химических элементов.* Поиски перекрытых золоторудных месторождений по почвенно-геохимическим признакам, естественно, предполагают определение элементов или их комплексов с высокой миграционно-проникающей способностью, фиксирующих области «дыхания» (термо-

газовой концентрации) над ослабленными зонами, а в оперяющих их структурах — над зонами рудоносных гидротерм. Этот метод актуален на золоторудных месторождениях Центральных Кызылкумов и Нуратау, локализованных в черносланцевых толщах, отличающихся благодаря углероду восстановительной средой и высоким потенциалом серы.

Для верхних горизонтов рудных тел с сульфидной и золоторудной минерализацией в черносланцевых толщах характерно появление аммонийсодержащих слюд, что может быть использовано при поисках продуктивных зон минерализации [11]. Обогащенные аммонием гидротермальные растворы — эффективные переносчики золота, которое все активнее осаждается по мере увеличения pH, в то время как серебро остается в растворе. При изучении процессов замещения  $K^+$  на группы  $NH_4$  выявлено, что в мусковите и сериците азот-водородсодержащие группировки могут присутствовать в виде  $NH_4$ , а также в виде гидратированных молекул аммиака и  $NH_3 \cdot 3H_2O$ . Повышенное содержание аммония в слюдах продуктивных метасоматитов (на месторождении Зармитан до 0,1 мас. %) в черносланцевых породах объясняется тем, что источником значительной его части в гидротермальных системах является рассеянное органическое вещество рудовмещающих толщ. Общеизвестна корреляционная зависимость между органическим веществом, содержащимся в глинистых сланцах, и рудными металлами, что предполагает активную роль органики в образовании их концентраций. Так, формирование  $NH_4OH$  характерно для продуктивной золото-углеродистой минерализации пояса Карлин в Неваде, где количество органического вещества коррелирует с содержанием золота.

Аномальные концентрации  $NH_4$  [11] были получены в сланцах, перекрывающих, к примеру, месторождения золота Клеар Лейк и Хованд Расс в бассейне Сельвин (Канада) и Мак-Артур Ривер (Австралия). В золоторудных жилах месторождения Зармитан (Узбекистан) содержания аммонийного азота достигают 0,006–0,133 мас. %. Предполагается, что при термальном распаде органического вещества в мощных обогащенных органикой осадочных толщах образуется  $NH_3$ , который поступает и накапливается в рудных зонах. В процессе диагенеза  $NH_4^+$  становится доминирующим компонентом гидротермального флюида и может соединяться с рудными металлами.

По мнению П.Ф.Иванкина и Н.И.Назаровой [4], в Центрально-Кызылкумском регионе (Тамдыгау) при наступлении фронта гранитизации на зоны углеродистого метасоматоза по указанной причине

могут возникать специфические высокоактивные цианистые водные растворы, переносящие золото в аурионидах на расстояния 2–3 км по восстанию структуры, а при наличии экрана — на еще большие расстояния по латерали.

Таким образом, аномальные содержания аммония в слюдах продуктивных метасоматитов в черносланцевых толщах служат надежной предпосылкой использования газовой съемки по азоту, позволяющей определить объемный внешний контур области миграции золота из скрытого коренного золоторудного источника, структуру («рыхлость») его геохимической зональности и возможную глубину залегания.

В качестве чувствительного метода поиска скрытого золотого оруденения показала себя и термохроматография (определение различных форм основного углеводородного показателя СН совместно с  $O_2$ ,  $N_2$ ,  $CO_3$ ,  $H_2$ ) на месторождении Триада — юго-восточном фланговом участке Мурунтау (Б.А. Досанова, Л.А. Ярцева, 1997 г.). В комплексе с атохимией надежную индикацию рудных тел (мощность перекрывающих осадков 50–70 м), по данным этих авторов, продемонстрировали метод энзимного выщелачивания и ацетатно-аммиачные вытяжки свинца, цинка, железа и марганца. Участие двух последних как показателей зональности золоторудных тел совершенно необычно, и не только для золотых месторождений Узбекистана.

В Южном обрамлении Тамдытау в Сардаринской впадине (В.П. Макаров, 1993 г.) при поисках со шнековым бурением установлена протяженная ореольная полоса (около 40 км), выявленная гаммаспектрометрией, атохимией, сорбционно-солевым методом и методом диффузионного выщелачивания в границах золотоносной Сарыбатыр-Даугыз-Амантайтауской зоны разрывных структур. Эта зона состыкована с выделяемой широтной зоной глубинных золотоносных структур юга Тамдытау, с высокой вероятностью прослеженных на запад (до границ Каспия), на восток до Кумтора (Киргизия) и далее к регионам Центрального Китая.

Наиболее контрастно как легкоподвижный элемент проявила себя ртуть, став индикатором скрытой глубинной структуры, разделяющей металлогенические подзоны Южного и Северного Тамдытау (см. рис. 3). Зона киноварной (с Sb) минерализации с бемитом и диаспором в зонах гипергенеза бокситовых залежей выделена в «немой» полосе карбонатных осадков D–C [13].

Итак, отметим, что методы атохимии и электрохимии с широкой комбинацией показателей в

комплексе с геофизическими методами позволяют выявить под осадками чехла глубинные золотоносные структуры, а также идентифицировать золоторудные зоны. На примере Мурунтауского рудного поля показатели надрудной геохимической зональности следующие: Pb·Zn/Fe·Mn — наиболее четкий идентификатор, V·Mo·Sb и Re·Au — идентификаторы меньшей четкости, но также чувствительные к установлению золотоносных областей.

*Метод определения уровней гипергенного преобразования рудно-метасоматических зон и роли его продуктов как показателей скрытого оруденения.* Гипергенное преобразование эндогенных месторождений золота в породах фундамента Центральных Кызылкумов сопровождается его многократным перераспределением с образованием зон, обогащенных как кластогенным, так и хемогенным золотом. Снизу вверх этот процесс последовательно прослеживается в верхней части измененных пород фундамента → в перекрывающих их корах выветривания → в разрезе мезозойско-кайнозойских осадков → в рыхлых четвертичных образованиях → в почвах. Сами горизонты гипергенного обогащения золота могут иметь самостоятельное практическое значение как источники металла.

Вертикальный разрез зон гипергенеза в Тамдытау позволяет наметить в них ряд устойчивых позиций концентраций золота: в верхней части коры интенсивного выветривания, видимо, из-за аномально высокого окисного потенциала среды; в разрезе всей зоны вторичного обогащения; в подошве зоны выщелачивания над коренными породами.

Активизация неотектонических движений при воздымании и опускании блоков фундамента и чехла принципиально меняет положение зон золотоносности в корах выветривания, что, безусловно, должно быть учтено при оценке их перспектив на золото. Так, с одной стороны, при поднятии блока происходит эрозия кор выветривания и зон окисления, в результате чего золото «сползает», его ореолы перемещаются вниз по падению золоторудной зоны, за ее пределы. Удаление подобных смещенных ореолов золота от коренных источников, по нашим данным, может достигать 150–200 м. С другой стороны, при опускании блока происходит консервация коры выветривания ниже уровня современных вод с обогащением золотом ее нижней части.

Гипергенное преобразование гидротермально измененных пород создает свой комплекс минеральных продуктов, которые можно использовать для дистанционного обнаружения рудоносных метасоматитов. Так, изучение на глубину лимонитизированных пород и лимонитов с аномальными содержаниями Mn, Co, Au, Ag, Cu, Mo, Ni, V и др. по-

казало, что они локализованы в надрудной зоне над золотоносными пропилитами и аргиллизитами, сопровождающимися кварц-золото-сурьмяные жилы (Лейк-Сити, Крипл-Крик, США; Джабал Хабаш, Саудовская Аравия) [11]. Однако картированию рудоиндикационных лимонитов, возникших, в частности, в Центрально-Кызылкумском регионе главным образом за счет разложения сульфидов и «железных шляп», должно предшествовать их отделение от осадочных лимонитов многокилометровой протяженности в красноцветных отложениях мезозоя и аллювиальных лимонитов почвенного слоя. Дифференциация рудоносных лимонитов, создающих аномальные коэффициенты отражения, в Саудовской Аравии была произведена при помощи интерактивного цифрового анализа космических снимков и их геологического дешифрирования. В условиях Тамдытау, кроме лимонитовых залежей, к индикаторам золотого и сопутствующего оруденения (Pt, Pd, Re, Co, Sc и др.) могут быть отнесены зоны преимущественно оксидного омарганцевания, отличающиеся высокой сорбционной способностью, диэлектрической проницаемостью (водностью) и магнитностью (якобит, гаусманит).

В Северном Тамдытау в условиях разложения залежей пирита с образованием серной кислоты и в последующем сульфатных вод возникают проявления калиевого ярозита с уровнями концентрации Se и Te (носителей золота) выше фоновых. Это указывает на вероятную золотоносность подкорковых метасоматитов в коренных породах. Изученные ярозиты при этом отличаются аномально высокими содержаниями Rb (особенно), Li и Ce — основных «рабочих» элементов при щелочнометалльных поисках.

*Метод получения сравнительных характеристик сопутствующих оруденению аксессуаров и гипергенно преобразованного золота (класто- и хемогенного) — индикаторов обнаружения коренного источника.* На золоторудных объектах (золото-мышьяк-сурьмяные, золото-мышьяковые), где в качестве рудоконтролирующих, а часто рудовмещающих структур выступают дайковые пояса или отдельные дайки порфиридов кислого и среднего составов, как дистанционный метод поисков достаточно необычно показала себя морфометрия кристаллов циркона (С.М.Синдеев, 1982 г.).

Отобранные из шлиховых проб рыхлых осадков и отмытые в лотке 200 цирконовых индивидов по характеру огранки были разбиты на четыре типа: цирконовый (дипирамида), смешанный (усложненные сочетания дипирамиды и призмы), изометричный (равные по размеру дипирамиды и призмы) и гиацинтовый — дипирамида (III) и призма (100). Кристалломорфология цирконов показала,

что они заметно различаются соотношением в дайковых, субвулканических и плутонических породах рудного поля. Только гиацинтовый тип огранки циркона говорит о принадлежности его к рудовмещающим кварц-полевошпатовым породам (в частности, измененным гранит-порфирам).

По указанным данным автором метода выполнено фланговое оконтурование оруденения на закрытой площади с мощностью наносов 5–15 м, в основном подтвержденное детализационными работами.

Опытный отбор рыхлых осадков над месторождением Мютенбай показал, что в них присутствуют цирконы четырех типов огранки с преобладанием дипирамидальной. Очевидна необходимость дополнительной апробации метода.

Миграция золота в зоне окисления месторождений, несмотря на определенную трансформацию морфологических черт и химическую резорбцию поверхности золотин, как правило, не приводит к изменению их основных структурно-вещественных характеристик, определенных *PT*-условиями и окислительно-восстановительным потенциалом материнских гидротерм (Мурунтау, Мютенбай, Балпантау). Однако в этих условиях триада основных изоморфных компонентов золота — Ag, Cu и Hg — существенно (до одного порядка) изменяет как положительно, так и отрицательно свою концентрацию в кристаллограницах золотых индивидов в формах самостоятельных фаз или твердых растворов (Мурунтау, Балпантау, Тамдыбулак). Примерно такому же распределению в структуре золота подвержены и его главные элементы-примеси — As, Sb, Bi, Fe.

Таким образом, используя геохимические спектры даже микровключений золотин эталонного коренного золоторудного месторождения и делювиально-аллювиальных золотин, можно выделять россыпеобразующие золотоносные структуры на перекрытых фланговых частях. При резком отличии составов сравниваемых золотин возможен выход на обнаружение скрытого или слабо эродированного коренного источника золота.

Мельчайшие размеры золотин и трудноопределимый спектр химических элементов не позволяют полагаться на обычную спектрохимию. Аналитическую основу изучения должны составить растровая микроскопия и микроанализаторы, надежно зарекомендовавшие себя при подобных геохимических поисках в Китае, США, Канаде, России.

На примере золотых месторождений Центральных Кызылкумов по морфометрии самородного золота выявлен ряд его типоморфных особенностей, которые могут служить индикаторными признаками при поисках коренных источников (Ю.Б.Ежков, Г.С.Попенко, 1973 г.), С.Э.Эргашев [15]. Установле-

но, что в месторождениях малосульфидной (убо-госульфидной) формации в мелкообъемных проявлениях преобладает крупное средне-высокопробное (средняя пробность 920‰) золото пластинчатых и уплощенных форм относительно однородной (гелеподобной) внутренней структуры. Крупнообъемные объекты (в том числе Мурунтау, Мютенбай, Беспантау) характеризуются мелким и ультрамелким также высокопробным золотом (средняя пробность 925‰) в монокристаллах, октаэдрах и изометричных формах неоднородной (ромбовидной, дендритоподобной, тонкомозаичной) структуры.

В месторождениях золото-колчеданной и кварц-золото-сульфидной формаций (Кокпатас, Тамдыбулак, Балпантау) золото преимущественно мелкое и ультрамелкое (средняя пробность 785‰). Однако в зонах окисления оно может укрупняться более интенсивно (1–2 мм), чем в формациях руд более низкой сульфидности (Даугызтау, Амантайтау).

Следует учитывать, что тепловые поля изученных гранитных плутонов Кызылкумского региона в пределах золотоносных площадей активно воздействуют на структуру и состав выделений золота, приводят к образованию фигур рекристаллизации, растрескивания и распада твердых растворов. По вектору приближения к Чарыкгинскому гранитному плутону (Северный Тамдытау) в пиритах минерализованных зон содержания дисперсного золота уменьшаются зонально, а в самом золоте падают концентрации серебра и ртути (так называемый процесс ауротермоавтолиза, или отжига).

Массовое морфогранулометрическое измерение делювиально-аллювиального золота по удельному соотношению октаэдрических (изометричных) и уплощенных (пластинчатых) кристаллов позволяет оценить тип и масштабность коренного золоторудного источника, а изучение внутренней структуры золота — глубинность его образования в вертикальном разрезе магматического источника: плутон – субвулкан – взрывчатая фация.

Сравнительная характеристика геохимических спектров кластогенного золота и золотин из коренного источника дает возможность провести его идентификацию на флангах месторождений под породами чехла. Так, появление золотин с необычным спектром химических элементов указывает на скрытое или эрозионно слабо вскрытое проявление золота.

Массовое совмещение (перемешивание) золотин с разными внутренней структурой и составом может указывать на их принадлежность к эродированным золоторудным столбам.

**Особенности природы рудно-магматической системы Мурунтау-Косманачинского рудного**

**узла и возможное обнаружение золоторудных залежей на глубоких горизонтах северо-западного и северного его флангов.** Рудно-магматическая система рудного узла рассматривается нами как линейное многокорневое геологическое образование, обладающее определенной структурно-вещественной (геохимической) зональностью в рамках латеральной модели (см. рис. 3). Морфогенетические особенности модели заключаются, по известному определению П.Ф.Иванкина, в таких свойствах минералообразующих флюидов, как стремление их к спонтанному расширению при подъеме на более высокие уровни, распаденю компактных их потоков на рассредоточенные струи, а также в разной проницаемости трещиновато-пористых пород для газов и жидкостей.

Предполагаем, что направленность движения на север и северо-запад подобных рудогенных флюид-растворов (см. рис. 3) будет проходить неравномерно и непоследовательно, но с отчетливым ступенчатым погружением, исходя из того, что некоторые закономерности структуры и блокового строения месторождения обнаружены при анализе положения и границ рудных тел, причем наиболее контрастно ступенчато-блоковая структура проявлена по смещению рудных столбов (рис. 5). Блоковое строение обусловило геометрию рудных столбов, их поперечные и вертикальные размеры, пространственное положение [10]. Автор этого заключения А.И.Образцов, оценивая динамику перемещения рудных блоков, считает, что общая протяженность трех смещенных восточных рудных блоков составляет 2 км, а вместе с разведанной Главной рудной зоной — 4,5 км. При сохранении на данном участке вышеуказанных особенностей структуры блок может локализоваться южнее и под хребтом Мурунтау. К подобному мнению пришли И.Х.Хамрабаев и др. [12], приводя данные о единичных определениях повышенных содержаний золота (до 1,5–2 г/т) в окварцованных битуминозных известняках вышележащей карбонатной толщи девона. Совокупность имеющихся данных позволяет прогнозировать в Восточном блоке вблизи и под девон-каменноугольной карбонатной толщей на глубине до 1–1,5 км новое скрытое промышленное золоторудное месторождение, возможно, в масштабе Мурунтау.

Учитывая приведенные материалы, перемещение комплексных золотоносных флюид-растворов, в нашей концепции, к местам отложения руд не менее вероятно, особенно при возможности жесткого экранного термостатирования этого процесса.

При изучении в последние годы перспектив золотоносности Тамдытау нами выделена (см. рис. 3)

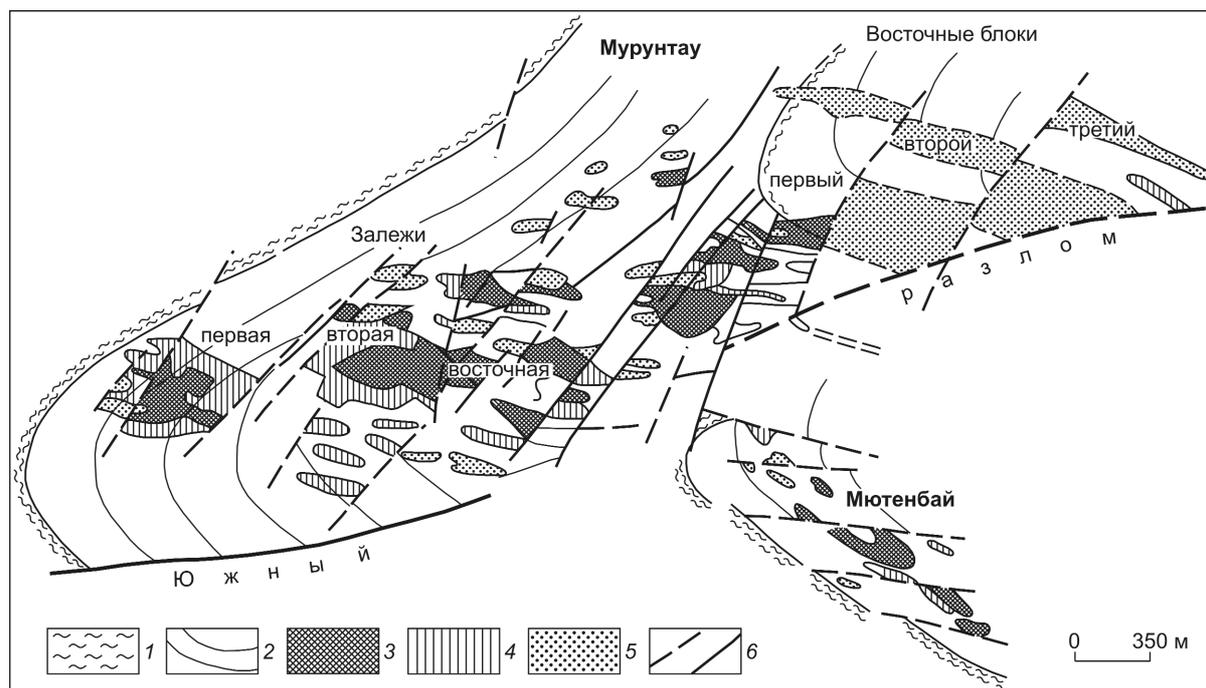


Рис. 5. Схема блокового строения месторождения Мурунтау, план горизонта 00 м, по А.И.Образцову, 2001 г.:

1 — углеродисто-сланцевые сланцы; 2 — переслаивающиеся слюдяно-кварцевые сланцы и метаалевролиты; 3 — балансовая руда; 4 — забалансовая руда; 5 — бедные и недоразведанные рудные зоны; 6 — тектонические нарушения

прогнозно-перспективная площадь на основе распространения в ней минерализованных зон и точек, а также 19 проявлений ртути (киноварь). К северу от границ этой площади располагаются два комплексных аномально-геохимических поля с ореолообразующим семиэлементным рудным комплексом (Au, Ag, Sb, As, W, Cu, Sn). Площадь моноэлементно-аномальных зон колеблется от 0,04 (Ag) до 4,74 (Pb) км<sup>2</sup> при промежуточных площадях на золото в 0,48–2,03 км<sup>2</sup>.

Прогнозно-перспективная площадь морфологически относится к ленточно-аномальному геохимическому типу, занимает 50 км<sup>2</sup> при длине 25 км и ширине в среднем 2 км. Ее геохимическая позиция определена размещением в барьерной области карбонатных и терригенных пород в центральной части Тамдытауского фанерозойского блока на границе двух основных структурно-формационных зон — Северной (Тескудук-Балпантауской) и Южной (Мурунтау-Косманачинской).

По отношению к мегазолотоносной структуре Мурунтау-Косманачинского рудного узла, его юго-восточным флангам (Мютенбай, Триада) и западным золоторудным полям-сателлитам (Бесапантау, Кумышсай) в Южной зоне Тамдытау, выделенная площадь относится к внешней, фронтальной, зоне структуры. Она соответствует всем признакам латеральной рудно-геохимической зональности по векторам образования эталонных промышленных золоторудных месторождений.

Это, в дополнение к сказанному, позволяет предположить, что отдельные фрагменты мегазолотоносной структуры могут погружаться в северо-западных и северных румбах под карбонатный экран и его терригенное обрамление.

В этих условиях комплексные золотоносные рудно-серебро-свинцовые и другие геохимические ореолы прогнозно-перспективной площади Тамдытау приобретают значение прямых признаков-индикаторов скрытого под ними промышленного золотого и сопутствующего ему редкометального оруденения. Важным геолого-структурным фактором при выделении прогнозной площади послужило ее положение в гипсометрически приподнятом блоке по отношению к Мурунтау, что указывает на меньшую глубину эрозионного среза.

Латеральное и вертикальное сечения геохимической зональности Мурунтауской мегазолотоносной структуры позволяют с достаточной вероятностью прогнозировать на глубоких горизонтах выделенной прогнозно-перспективной площади обнаружение как золотого, так и сопутствующего

ему редкометального оруденения промышленных параметров. Тезис дополняет установленное интенсивное развитие кварц-полевошпатового метасоматоза и шеелитовой минерализации на глубоких горизонтах месторождения Косманачи (район скважин 4303, 4304). По падению собственно серебрянорудных тел на месторождении Косманачи последовательно возрастают содержания золота, поэтому можно предположить, что золото-серебрянорудные тела данного объекта на глубину сменяются золото-сульфидными или золото-редкометальными.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бойко Т.Ф., Сотсков Ю.П., Маева М.М.* Поведение лантаноидов и иттрия в процессе выветривания пород // Литология и полезные ископаемые. 1986. № 3. С. 12–26.
2. *Дунин-Барковская Э.А.* Редкоземельные элементы в золоторудных месторождениях Западного Узбекистана как индикаторы физико-химических условий рудоотложения // Мат-лы Международной конференции «Условия формирования, закономерности размещения и прогнозирование месторождений полезных ископаемых». Ташкент, 2006. С. 105–107.
3. *Золоторудные гиганты России и мира / М.М.Константинов, Е.М.Некрасов, А.А.Сидоров и др.* – М.: Научный мир, 2000.
4. *Иванкин П.Ф., Назарова Н.И.* Методика изучения рудоносных структур в терригенных толщах. – М.: Недра, 1988.
5. *Кременецкий А.А., Липидус А.В., Скрыбин В.Ю.* Геолого-геохимические методы глубинного прогноза полезных ископаемых. – М.: Наука, 1990.
6. *Маракушев А.А.* Геохимический анализ процессов экзогенного и эндогенного сульфидного оруденения // Геология рудных месторождений. 1976. Т. 18. № 6. С. 3–18.
7. *Матричная структура геохимического ореолообразования в золотоносном обрамлении фанерозоя Южного Тамдытау / Ю.Б.Ежков, Р.Р.Рахимов, Б.Б.Василевский и др.* // Тр. научно-практической конференции «Современные проблемы геологии и развития минерально-сырьевой базы Республики Узбекистан». Ташкент, 2007. С. 60–63.
8. *Медно-порфировые месторождения / А.И.Кривцов, В.С.Звездов, И.Ф.Мигачев и др.* – М.: ЦНИГРИ, 2001.
9. *Новые данные о вещественном составе золотых руд месторождения Мурунтау / Б.Б.Василевский, Р.И.Конева, А.Н.Рустамов и др.* // Руды и металлы. 2004. № 2. С. 67–79.
10. *Образцов А.И.* Изменение представлений о морфологии, структуре месторождения Мурунтау и эффективность поисково-разведочных работ // Геология и минеральные ресурсы. 2001. № 4. С. 10–16.
11. *Рудерман Е.Н., Минькин М.И.* Возможности использования геофизических и геохимических съемок при поисках золоторудных метасоматитов // Обзор, ВИЭМС. 1988. Вып. 5.
12. *Структурные особенности Мурунтауского рудного поля и прогноз скрытого золотого оруденения / И.Х.Хамрабаев, М.М.Мансуров, Н.К.Джамалетдинов и др.* // Геология и минеральные ресурсы. 2001. № 3. С. 23–34.
13. *Турамуратов И.Б., Лузановский А.Г., Парамонов Ю.И.* Лантаноиды и платиноиды в золото-редкометальных рудах углеродисто-терригенных отложений Нуратау-Кызылкумского региона // Горный вестник Узбекистана. 2005. № 1. С. 8–10.
14. *Шер С.Д.* Структурные особенности рудного поля Мурунтау. Вопросы его генезиса и условия локализации штокверкового оруденения // Тр. ЦНИГРИ. Вып. 101. С. 143–154.
15. *Эргашев С.Э.* Некоторые особенности распределения золота, шеелита и других минералов в делювиально-пролювиальных отложениях гор Мурунтау // Зап. Узб. отд. ВМО. 1986. Вып. 39. С. 109–112.

# СТРОЕНИЕ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ



УДК 553.43'411:[553.2.4.11.12/17] (571.56)

© А.И.Некрасов, 2009

## ЗОЛОТО-МЕДНО-ПОРФИРОВОЕ С СЕРЕБРОМ ОРУДЕНЕНИЕ ЭНДЫБАЛЬСКОГО СУБВУЛКАНА, ЗАПАДНОЕ ВЕРХОЯНЬЕ

А.И.Некрасов (Роснедра)

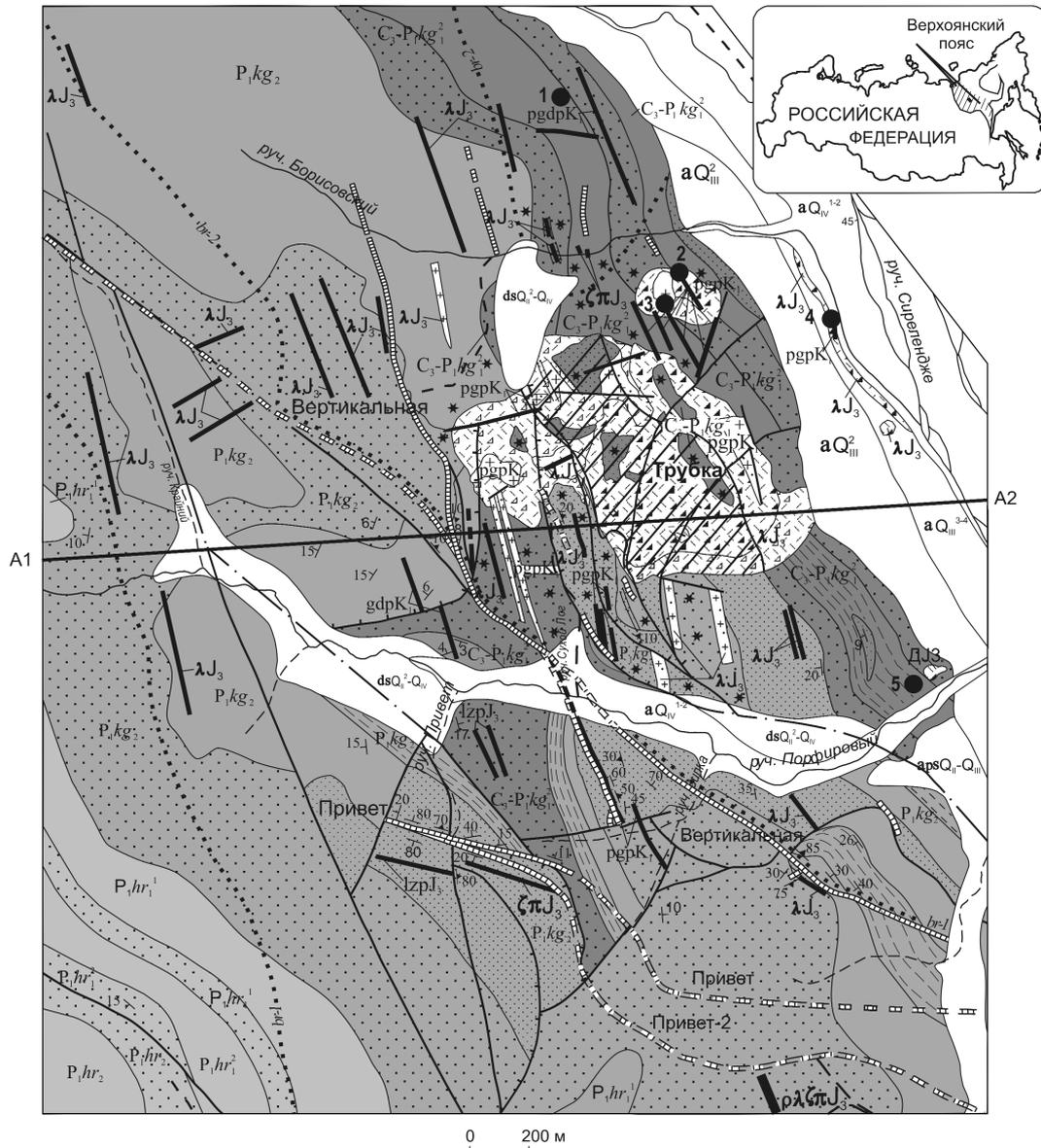
*Рассмотрен новый для региона тип оруденения — золото-медно-порфировый с серебром. Штокверковое оруденение локализовано в субвулканическом теле кислого состава, расположенном в центре флюидно-эксплозивной структуры. Комплексный характер и минеральный состав руд, зональность оруденения обусловлены наличием этапа прерудной подготовки вмещающих терригенных пород, локализацией рудного поля на пересечении зон региональных глубинных разломов и в пределах флюидно-эксплозивной структуры, телескопированием нескольких разорванных во времени этапов гидротермального оруденения.*

В пределах западной части Верхояно-Колымской складчатой области распространены небольшие (1–10 км<sup>2</sup>) интрузивные и субвулканические тела кислого состава предположительно позднеюрского возраста. Обычно это многофазные образования, сопровождаемые разновозрастными (поздняя юра – поздний мел) дайковыми комплексами. Часто подобные субвулканы вместе с дайковыми ком-

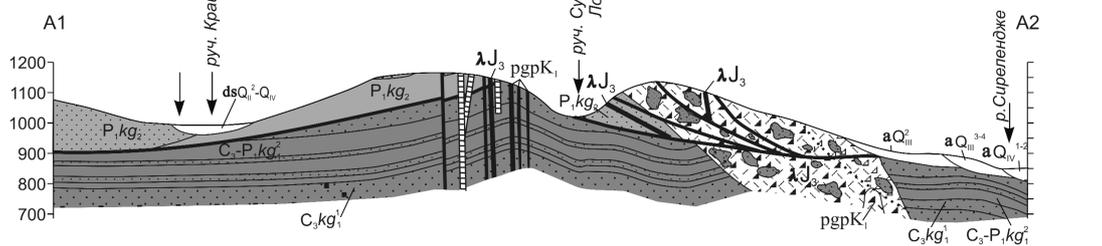
плексами формируют флюидно-эксплозивные структуры с широким развитием взрывных автомагматических брекчий. Как правило, с этими сложными магматическими системами ассоциирует золото-редкометальное, медное и полиметаллическое оруденение. Однако классический золото-медно-порфировый формационный тип с развитием площадного штокверкового оруденения непо-

Рис. 1. Структурно-геологическая карта участка Порфировый:

1 — аллювиальные галечники, валуны, пески, супеси русел, низкой и высокой пойм, стариц, первой надпойменной террасы; 2 — делювиально-солифлюкционные щебень, дресва, суглинки; 3 — аллювиальные галечники, пески, алевриты второй надпойменной террасы; 4 — аллювиальные галечники, пески комплекса высоких террас; 5 — аллювиально-пролювиально-солифлюкционные галечники, пески комплекса высоких террас; 6 — алевролиты, песчаники верхней подсвиты хорокытской свиты, в кровле — песчаный пакет; отложения нижней подсвиты хорокытской свиты; 7 — алевролиты, песчаники второй пачки, в кровле — песчаный пакет, 8 — алевролиты, песчаники первой пачки, в кровле — песчаный пакет; отложения кыгылтасской свиты; 9 — алевролиты, песчаники верхней подсвиты, в кровле — песчаный пакет, 10 — алевролиты, песчаники второй пачки нижней подсвиты, в кровле — песчаный пакет; 11 — средне-крупнозернистые песчаники с редкими прослоями алевролитов; 12 — мелкозернистые песчаники с прослоями серых мелкозернистых алевролитов; 13 — мелко-среднезернистые алевролиты и алевритистые песчаники; 14 — переслаивание алевролитов, мелко-среднезернистых песчаников и алевропесчаников (на плане); 15 — геологические (а) и фациальные (б) границы; 16 — малые тела плагиигранит-порфиров, дайки плагиигранит-порфиров, гранодиорит-порфиров, плагиигранодиорит-порфиров; 17 — субвулканические тела риолитов (кварцевых порфиров), дайки риолитов, дацитовых порфиров, риодацитовых порфиров, плагииориодацитовых порфиров; отложения эндыбальского субвулкана: 18 — плагиигранит-порфиры, 19 — риолиты, 20 — риолиты и их брекчиевая субфация, интрузивные, эксплозивные полимиктовые брекчии, туфобрекчии, 21 — брекчии обрушения («сухие»); 22 — ороговикование (мусковит-биотитовая зона мусковит-роговиковой фации) на контакте с телами интрузивных пород; 23 — ореолы березитизации; разрывные нарушения: 24 — разломы прослеженные (а), предполагаемые (б), под покровом четвертичных отложений (в), 25 — надвиги и углы смещения (в сторону штриховки), 26 — зоны дробления; 27 — рудные тела; элементы наклонного и вертикального залегания: 28 — слоистости, 29 — разрывных нарушений, даек; 30 — рудопроявления: 1 — Борисовское (Ag 660 г/т, Sn 0,65, Zn 1, Cu 1,43, Cd 1,43%), 2 — Шток (Mo 0,1%, Au 0,72 г/т), 3 — Шток (Ag 50,0 г/т, Mo 0,1, Zn 2,45, Cu 1,43%), 4 — штокверковое серебро-золото-медно-порфировое оруденение проявления Трубка (Ag от 10,0 до 273,0, Au 0,5–19,0 г/т, Cu 0,03–4,5%)



Масштабы горизонтальный и вертикальный 1:20 000



$aQ_{iv}^{1-2}$ 1	$P,hr_2$ 6	11	K <sub>1</sub>				18	23	28
$dsQ_{iv}^2-Q_{iv}$ 2	$P,hr_1^2$ 7	12					Интрузивная фация	Дайковая фация	16
$aQ_{III}^{3-4}$ 3	$P,hr_1^1$ 8	13	$\rho\gamma\pi$	$\rho\gamma\pi$	$\gamma\delta\pi$	$\rho\gamma\delta\pi$	20	25	30
$aQ_{III}^2$ 4	$P,kg_2$ 9	14	J <sub>3</sub>				21	26	
$apsQ_{iv}^2-Q_{iv}$ 5	$C,-P,kg_1$ 10	15					Субвулканическая фация	Дайковая фация	17
			$\lambda$	$\lambda$	$\zeta\pi$	$\lambda\zeta\pi$	$\rho\lambda\zeta\pi$		

средственно в магматических фациях установлен только в последнее десятилетие в Западно-Верхоянском секторе Верхоянского складчато-надвигового пояса (рис. 1).

Участок развития комплексных золото-медно-порфириновых руд локализован на юго-западном фланге Мангазейского сереборудного поля и пространственно обособлен от рудных зон, несущих только сереборудное и серебро-полиметаллическое промышленное оруденение. На площади рудного поля фиксируется телескопирование различных этапов рудной минерализации, что, во-первых, отражает латеральную зональность оруденения относительно субвулканического центра, а во-вторых, обуславливает его комплексный характер.

Мангазейское рудное поле расположено на сочленении двух главных пликативных структур Западно-Верхоянского сегмента Верхоянского складчато-надвигового пояса — Куранахского и Сартангского синклиналиев. Зона сочленения осложнена одной из ветвей Западно-Верхоянского глубинного разлома — Ньюктаминской системой разрывов северо-западного субскладчатого простирания. Другая зона глубинного разлома, контролирующая размещение магматических тел и оруденения, — группа Северо-Тирехтяхских субширотных разрывов Вилуйско-Полоусненской разрывной системы.

В пределах рудного поля развиты верхнепалеозойские терригенные породы, слагающие ядро и крутое восточное крыло открытой асимметричной стулообразной Эндыбальской антиклинали. Рудные зоны серебряной и серебро-полиметаллической минерализации приурочены к компетентным пакетам песчаников под экранами алевролитовых горизонтов.

Стратификация серебряного оруденения обусловлена строением зоны Ньюктаминского разлома, представляющего собой сдвиговый дуплекс. Две шовные зоны разлома, осложняющие соответственно ядро и восточное крыло Эндыбальской антиклинали, занимают секущее (под 5–15°) положение по отношению к простиранию пород. Между ними развиты серии послонных срывов, которые вместе с шовными зонами образуют сдвиговый дуплекс, а также контролируют и вмещают рудные тела.

Другой фактор, повлиявший на локализацию оруденения и стратификацию сереборудных и серебро-полиметаллических зон, — концентрирование рудных элементов в осадочных породах в позднепалеозойский период осадконакопления. В это время не были сформированы рудные постройки, подобные таковым колчеданных месторождений, однако прошел необходимый этап предрудной подготовки вмещающих толщ. Об этом свидетельствуют

региональная сингенетичная пиритизация и наличие горизонтов, обогащенных осадочным аналогом монацита — куларитом. В пиритах из неизменных осадочных пород [11] концентрации Ag 0,05–0,17, Zn 0,01–0,2, Cu 0,01–0,06, Sb 0,01–0,08% сопоставимы с таковыми в пиритах стратиформных месторождений Южного Верхоянья [7]. В куларитах Западного Верхоянья установлены аномальные концентрации Ag до 100 г/т [17]. В периоды активизации тектонического режима, когда накапливались грубообломочные отложения автокинетических потоков (пакеты и пласты песчаников), происходило максимальное обогащение пород рудными элементами. Так, по представительным выборкам из неизменных пород за пределами рудного поля (от 45 до 220 проб из каждой литологической пачки) средние геометрические содержания в песчаниках Ag, Pb, Zn, Cu, Sb, Co, Ni, Mo и других элементов в 3–30 раз превышают кларковые в типовых породах [3, 36], тогда как в алевролитовых пакетах концентрации сопоставимы с кларковыми. Дисперсии содержаний (стандартный множитель от 1,2 до 4,0) свидетельствуют о контрастном распределении рудных элементов по разрезу внутри каждой литологической пачки. На диаграммах Н.М.Страхова [23] отчетливо выделяется стратиграфический интервал (средний карбон – нижняя пермь), обогащенный рудными элементами. Именно в этом интервале локализованы стратифицированные тела Мангазейского рудного поля.

На общую картину закономерностей локализации серебряного и серебро-полиметаллического оруденения накладывается асимметричная концентрическая зональность, связанная с погребенным выступом гранитоидного интрузива, в наиболее приподнятой части которого расположен Эндыбальский субвулкан. Последний, занимая площадь немногим более 1 км<sup>2</sup>, является центром флюидно-эксплозивной структуры площадью более 10 км<sup>2</sup>, вытянутой в северном направлении от руч. Порфировый до р. Федор-Юряге (см. рис. 1).

Эндыбальская флюидно-эксплозивная структура представляет собой трубообразное овальное тело, вероятно, сужающееся с глубиной. Оно погружается на восток-северо-восток, что фиксируется по конфигурации кольцевых трещин, вмещающих мелкие тела взрывных брекчий, и радиальных трещин, выполненных дайками кислого состава (рис. 2; см. рис. 1). В центральной части структуры ядро Кыгылтасской антиклинали осложнено волнообразными флексурными перегибами и общим поднятием, фиксирующим выступ нескрытого гранитоидного интрузива, залегающего на глубине 0,4–1 км. Апофизами интрузивного массива являются

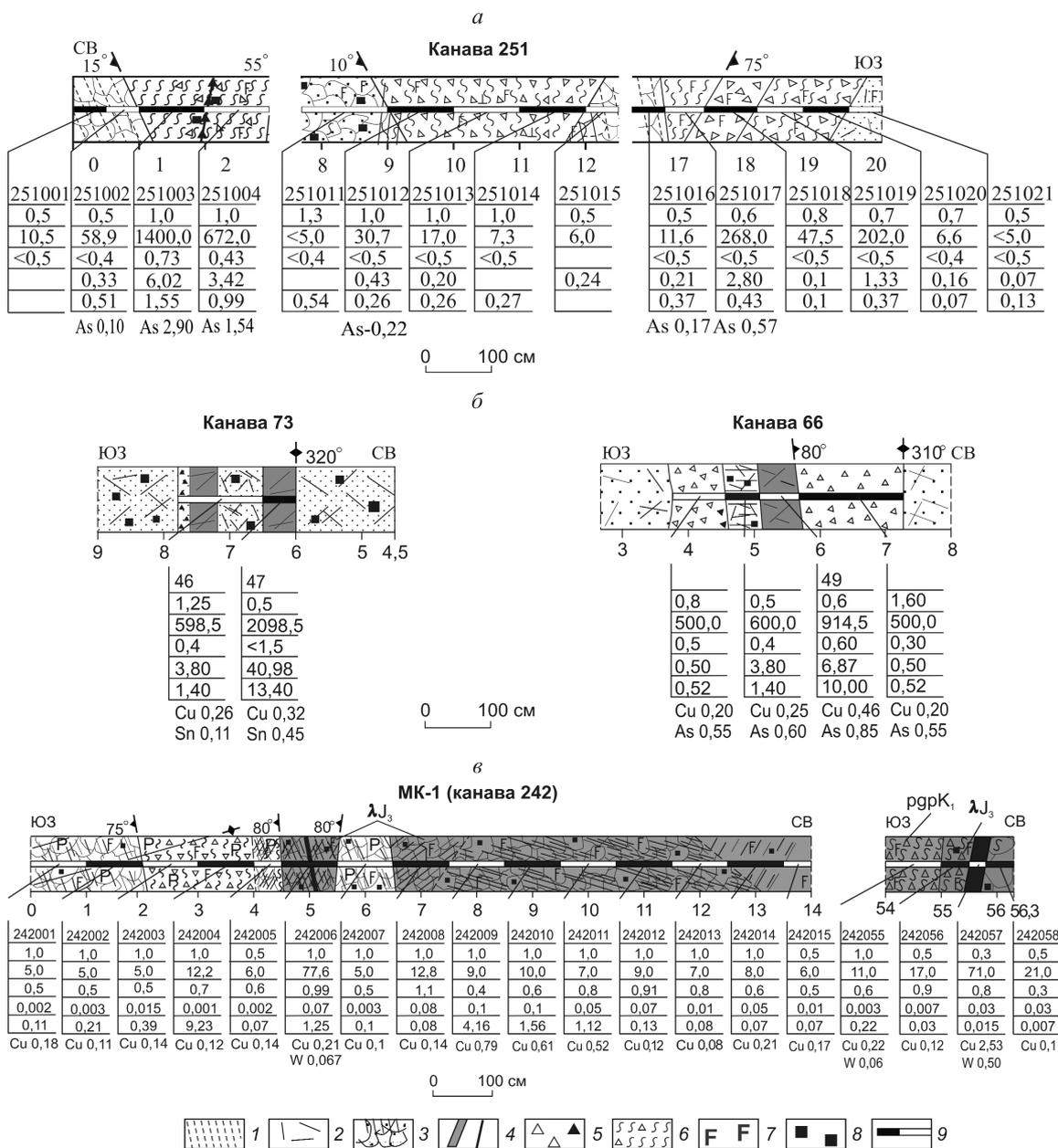


Рис. 2. Строение рудных тел участка Порфиновый:

а — зона Привет; б — зона Вертикальная; в — рудный штокверк Трубка; 1 — алевролиты; 2 — трещиноватость; 3 — зона грубого дробления по породам; 4 — жилы и прожилки кварц-карбонат-сульфидно-сульфосольные, сульфидные галенитовые; 5 — брекчированные, прожилкованные породы с кварц-карбонат-сульфидно-сульфосольным цементом; 6 — «пестрые» глины с дресвой, мелким щебнем брекчий, прожилкованных пород; 7 — лимонитизация; 8 — сульфидизация; 9 — бороздочное опробование; данные опробования (сверху вниз): номер пробы, длина пробы (м), содержание металлов — Ag, г/т (186,0 — пробирный и гамма-активационный анализы), Au, г/т (гамма-активационный и пробирный анализы), Pb, % (1,96 — рентгено-радиометрический, 0,01 — спектральный анализы), Zn, % (4,35 — рентгено-радиометрический, 0,05 — спектральный анализы); остальные усл. обозн. см. рис. 1

мелкие штокообразные тела кварцевых порфиров, прорывающие взрывчатые брекчии и метаморфизующие их.

Эндыбальский субвулкан, вмещающий золото-медно-порфиновые руды, представляет собой изо-

метричное тело сложного строения (см. рис. 1). Отмечается такая последовательность по направлению от центра субвулканического тела к его контактам — плагиогранит-порфиры с небольшим количеством ксенолитов риодацитовых и риолитовых

порфи́ров, обломками порфи́ровых вкрапленников кварца и полевых шпатов → взрывные (эруптивные) брекчии, сложенные преимущественно обломками магматических пород и фельзитовым цементом с примесью обломков терригенных пород → взрывные брекчии с преобладанием терригенных пород и углисто-слюдистым цементом → «сухие» взрывные брекчии терригенных пород, переходящие в слабо дезинтегрированные и спокойно залегающие осадочные породы.

Эруптивные и взрывные брекчии — пестроокрашенные породы, изменяющие цвет от белого до темно-серого в зависимости от соотношения обломков светлоокрашенных магматических и более темных терригенных пород. Брекчии сложены несортированными по величине угловатыми и овальными обломками размером 0,1–5 см, сцементированными слабо раскристаллизованным стекловатым цементом. Отмечается постепенный, но на коротком интервале, переход их в субвулканические породы кислого состава.

Субвулканические породы представлены плаггиогранит-порфирами, образующими мелкие (десяти метров) тела причудливой формы в поле развития взрывных брекчий, а также овальными и линейными дайкообразными телами риолитов (кварцевых порфи́ров), дацитовых порфи́ров, риодацитовых порфи́ров, плаггиориодацитовых порфи́ров.

Субвулканические образования, вмещающие песчаники и алевролиты кыгылтасской и хорокытской свит прорваны раннемеловыми малыми телами и сериями даек низкощелочных, гипер-, высоко- и умеренноглиноземистых тоналит-порфи́ров, плаггиогранит-порфи́ров, гранодиорит-порфи́ров, плаггиогранодиорит-порфи́ров, гранит-порфи́ров (см. рис. 1, 2). Некоторые из интрузивных тел, возможно, являются апофизами нескрытого штока гранитоидов, о чем свидетельствуют развитые участками роговики биотит-мусковитовой фации. Дайки наследуют системы кольцевых и радиальных трещин флюидно-взрывной структуры (см. рис. 1). На ее периферии развиты позднемеловые дайки камптонитов, мончикитов, керсантитов, субщелочных диабазовых, диоритовых и кварцевых диоритовых порфи́ритов, кварцевых сиенит-порфи́ров, трахибазальтовых, трахиандезибазальтовых, трахиандезитовых порфи́ритов и трахидацитовых порфи́ров.

Отклонение составов позднеюрских интрузивных и субвулканических пород от классических палингенных гранитоидов в сторону тоналитов и плаггиогранитов (табл. 1), широкое распространение низкощелочных магматитов повышенной основности в составе раннего дайкового комплекса свидетельствуют о проникающем характере магматизма,

генерировании расплавов на границе коры и мантии и вероятной принадлежности пород к габбро-диорит-диабазовой и габбро-плаггиогранитовой формациям. На различных классификационных диаграммах (общая щелочность – кремнекислотность [22], щелочность – железистость – магнезиальность [31],  $MgO-FeO-Al_2O_3$  [32], K-Ti [9], коэффициент океаничности – коэффициент щелочности [1], Rb-Sr (рис. 3) и др.) фигуративные точки составов пород попадают в поля производных андезитовых и базальтовых магм, как базальтов океанических хребтов и островодужных, так и орогенных, вплоть до щелочных континентальных и толеитов трапповой формации (на диаграмме Л.С.Бородина [2] коэффициент океаничности – коэффициент щелочности – коэффициент глиноземистости). Это указывает на двойственный тектонический режим формирования магматитов, когда на фоне начинающегося сжатия области еще в достаточной степени проявлены процессы регионального растяжения.

Расчетная глубина генерации магм пород основного состава и лампрофи́ров по [19, 20] составляет 32–38 км, среднего и кислого — 17–26 км, а глубина до палеосейсмофокальной зоны — 170–270 км. Последнее свидетельствует о наличии глубоких континентальных «корней» восточной окраины Сибирского кратона. На геодинамической диаграмме (R1–R2) фигуративные точки пород попадают в область мантийных магм, сформированных в обстановке доплитной коллизии, что резко отличает их от коллизионных раннемеловых магматитов. Породы кристаллизовались из высокотемпературных и маловодных глубинных магм ( $T$  800–930°C,  $P_{H_2O}$  0,5–0,75 кбар,  $P_s$  3–12 кбар,  $H_2O$  0,2–2,0%). Все это свидетельствует об их формировании в области зрелой континентальной коры, но в обстановке остаточных растягивающих напряжений. Такая обстановка соответствует поздне-субдукционной.

Раннемеловые магматические породы относятся к калиево-натриевой и калиевой известково-щелочной, редко к известковой низкокалиевой сериям, часть точек на диаграмме Rb-Sr (см. рис. 3) попадает на тренд высококалиевых позднеорогенных пород, в субщелочное поле и поле производных латитовых магм. Согласно диаграммам  $P_{H_2O}$  и  $PT$  [25], магматические образования формировались в условиях синколлизии и доплитной геодинамических обстановок. По этим диаграммам и диаграмме An-(An+Ab+Or)-Q видно, что кристаллизация субвулканических образований происходила в малоглубинной (0,4–1,6 км), закрытой камере из сухих, маловодных ( $H_2O$  1–2,4%) магм при

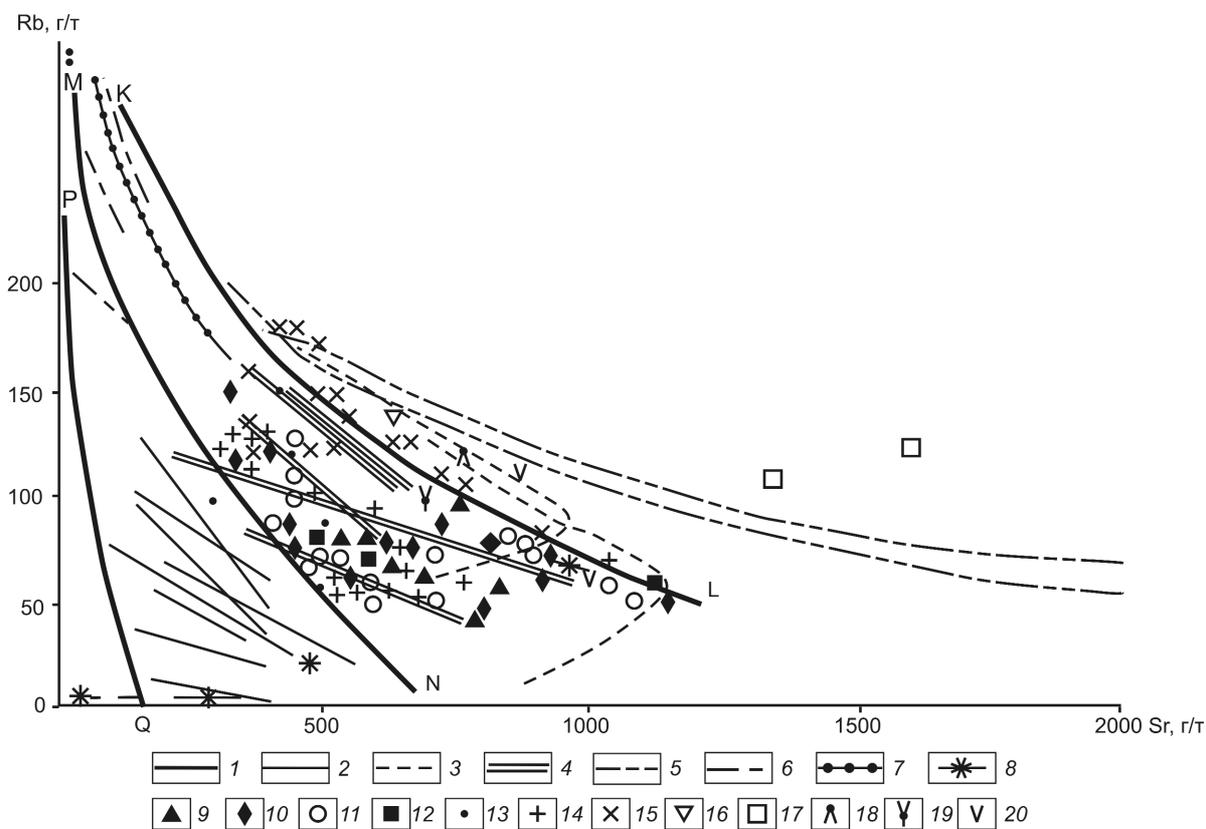


Рис. 3. Диаграмма Rb-Sr для интрузивных серий, по Г.В. Ферштатеру, 1987:

серии вулканоконтинентальных ассоциаций: 1 — габбро-плагитогранитные, 2 — габбро-гранитные, 3 — габбро-сиенитовые, 4 — тоналит-гранодиоритовые, 5 — монцодиорит-гранитные, 6 — адамеллит-гранитные; 7 — серия плутогитовая гранитная; 8 — средние составы габбро; поля пород — производных разных исходных магм: PQQ — толеитовой океанической, QPMN — толеитовой континентальной и островодужной, NMKL — орогенной андезитовой, толеитовой, толеитовой повышенной щелочности, латитовой, выше линии LK — латитовой, щелочно-базальтовой; верхнеюрские породы: 9 — долериты, диабазовые и диоритовые порфиры, 10 — кварцевые диоритовые и диоритовые порфиры, 11 — андезитовые, андезито-базальтовые и базальтовые порфиры, 12 — керсантиты, спессартиты; нижнемеловые породы: 13 — дацитовые порфиры, 14 — гранодиорит-порфиры, тоналит-порфиры, низкощелочные гранит-порфиры, плагитогранит-порфиры, метасоматически измененные породы: 15 — гранодиориты, гранодиорит-порфиры, 16 — дацитовые порфиры; верхнемеловые породы: 17 — лампрофиры, 18 — трахидацитовые порфиры, 19 — кварцевые сиенит-порфиры, 20 — трахиандезитовые порфиры

$P_{H_2O}=P_s=0,1-0,5$  кбар и  $T$  800–920°C или в мезоабиссальных условиях (6–8 км) при  $P_{H_2O}=P_s=2$  кбар и  $T$  670–700°C из умеренно водных ( $H_2O$  6,0%) магм. Не исключается возможность выхода магматического расплава на поверхность.

Кристаллизация интрузивных тел гранитоидов протекала в гип- и мезоабиссальных условиях ( $P_{H_2O}=P_s=1-3$  кбар) из мало- и умеренно водных ( $H_2O$  4,4–8,2%) магм при температуре 665–770°C. Средние глубины до кровли крупных интрузивных тел составляют 3,3–6,6 км (1–2 кбар), до подошвы — 10 км (3 кбар), что соответствует вертикальной мощности 4–7 км. Генерация расплавов дацитовых порфиров, гранодиорит-порфиров, тоналит-порфиров происходила на одинаковой глубине, от-

щепление расплавов низкощелочных риодацитовых, плагиириодацитовых порфиров и низкощелочных гранит-порфиров — на разной.

При мощности коры Верхояно-Колымской складчатой системы 30 км [28] генерация магматических расплавов нижнемеловых пород, по-видимому, приурочена к границе коры и мантии и обусловлена плавлением корового материала при корово-мантийном взаимодействии. В дальнейшем очаг мог разрастаться в направлении коры (до глубины 17–21 км). Это находит подтверждение и на диаграмме  $Al_2O_3-(2CaO+K_2O+Na_2O)-Fe_2O_3+FeO/MgO+Fe_2O_3+FeO$  [8], где фигуративные точки пород располагаются во всех трех полях производных базальтовых магм, областях неопределенных реше-

1. Химический состав магматических пород Эндьбальского субвулкана

Оксиды, %	Низкощелочные риодаци- товые порфиры		Дациговые порфиры		Тоналит-пор- фиры		Гранодиорит-порфиры		Низкощелочные и суб- щелочные гранит- порфиры		Платиогра- нит-порфиры						
SiO <sub>2</sub>	69,79	70,2	68,98	70,97	67,09	65,72	65,12	66,33	64,23	65,94	65,66	66,90	66,46	64,05	64,97	64,14	65,39
TiO <sub>2</sub>	0,25	0,30	0,54	0,55	0,31	0,33	0,41	0,49	0,78	0,68	0,30	0,48	0,60	0,65	0,79	0,40	0,59
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,12	14,60	13,99	13,97	14,98	15,41	15,58	16,22	15,91	15,22	14,99	15,90	15,79	15,76	16,31	15,81	15,75
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,76	0,82	0,80	0,43	1,29	0,65	0,86	0,71	0,49	1,97	0,30	0,49	1,10	1,29	0,93	1,04	1,28
FeO	0,87	1,38	4,42	3,84	1,40	1,93	2,32	2,43	3,23	3,23	2,19	3,16	3,16	2,68	2,93	2,46	2,38
MnO	0,03	0,03	0,10	0,08	0,07	0,06	0,08	0,06	0,07	0,07	0,05	0,10	0,06	0,08	0,09	0,03	0,07
MgO	0,80	0,81	1,16	1,34	0,88	1,17	1,07	2,04	2,27	1,74	1,11	1,16	1,79	1,37	2,11	2,05	1,54
CaO	1,76	1,81	1,13	1,13	2,81	2,52	3,01	3,59	3,31	1,99	3,01	3,01	3,19	3,95	1,83	3,52	2,78
Na <sub>2</sub> O	2,25	3,46	1,95	2,49	2,78	1,29	2,91	3,78	3,15	2,51	3,75	3,11	3,17	4,05	4,11	4,85	3,34
K <sub>2</sub> O	4,01	2,16	4,27	3,56	3,56	5,58	3,49	2,42	3,27	4,66	3,45	3,27	3,99	4,54	3,43	2,60	3,79
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,06	0,10	0,12	0,11	0,09	0,10	0,12	0,14	0,23	0,20	0,08	0,11	0,16	0,21	0,23	0,15	0,16
SO <sub>3</sub>		0,25	0,49	0,13	0,10	0,10	0,11					0,25					0,10
CO <sub>2</sub>			0,20	0,14													0,34
BaO					0,04	0,09	0,06	0,05	0,07								0,08
ППП	4,09	2,97	1,92	1,74	4,73	4,88	4,92	1,74	2,98	1,68	4,75	1,80	0,43	1,28	2,21	2,12	2,91
Сумма	99,79	98,89	100,07	100,48	100,13	99,83	100,06	100,00	99,99	99,89	99,64	99,74	99,90	99,91	100,02	99,51	100,16
Rb	200,0	60,0	70,0	<80,0	140,0	<60,0	<70,0	70,0	50,0	130,0	<70,0	<70,0	70,0	110,0	<30,0	70,0	<40,0
Sr	60,0	670,0	500,0	<910,0	180,0	480,0	650,0	650,0	1140,0	520,0	70,0	340,0	580,0	510,0	680,0	600,0	930,0
Bi		0,7/1,5								0,02/0,01							
W																	
Mo		1,1/1,5			1,40,9			1,75/0,9		0,8/1,0					0,35/1,5		
Sn		85,0/20,0			45,0/15,0			2,87/3,0		3,9/3,0					3,0/3,0		
As		0,25/1,5			0,3/2,4					1,8/1,5					2,14/1,5		
Sb		0,6/0,25						0,78/0,2									
Cu		0,4/0,05			0,23/0,07			28,7/35,0		22,6/20,0					50,0/20,0		
Pb		220,0/60,0			262,0/72,0			255,6/15,0		48,2/20,0					84,0/20,0		
Zn		35,0/20,0			44,0/35,0			208,0/72,0		104,5/60,0					242,0/60,0		
Ag		0,08/0,01			0,2/0,01			0,5/0,07		0,09/0,05					0,48/0,05		

ний и производных гранитоидных магм. Как и на смежных площадях [18, 24], раннемеловые магматические образования нами считаются коровыми, а исходный расплав базальтовым. На основании изложенного напрашивается вывод о происхождении позднеюрских и раннемеловых магматических образований из единого магматического очага при постепенном разрастании его в направлении коры. Разнообразие составов гранитоидов объясняется, по-видимому, внутрикамерной дифференциацией.

О геодинамических условиях формирования пород раннемелового комплекса можно судить по фигуративным точкам составов пород на диаграммах  $MgO-FeO-Al_2O_3$  [32],  $(Na+K)/Ca-A_c$  (Л.С.Бородин, 1974) и Rb-Sr (см. рис. 3). На первой из них фигуративные точки составов диоритовых и кварцевых диоритовых порфиритов попадают в поле орогенных (островодужных и окраин континентов) базальтов, на второй — концентрируются вблизи главного тренда орогенных формаций, отдельные точки пород среднего состава приближены к тренду островодужных формаций, на третьей — «ложатся» в поле производных орогенной андезитовой магмы и располагаются вблизи тоналит-гранодиоритовых трендов.

На диаграмме  $SiO_2-DI$  [35] точки составов пород концентрируются вблизи вариационной линии субвулканов и даек, коагматичных эффузивам андезитовой формации, а также приближены к линии тоналит-плагиогранитов. Таким образом, полученные данные позволяют соотнести породы раннемелового интрузивного комплекса с коллизионной (орогенной) тоналит-плагиогранит-гранодиоритовой формацией.

Раннемеловые магматические породы характеризуются повышенным относительно кларка содержанием Pb, Zn, Cu, Ag, Sn, Mo, Sb, As, Bi (см. табл. 1), а также присутствием среди акцессорных минералов золота, халькопирита, галенита, сфалерита, молибденита, вольфрамита и касситерита. Приведенные данные свидетельствуют о геохимической и металлогенической специализации магматических пород на указанные элементы. Наиболее высокие содержания отмечаются для Pb, Zn, Cu и Ag.

Внедрение поздне мелового комплекса даек происходило в поздне- и посторогенной обстановках. Повышенная щелочность и основность значительной части поздне меловых магматитов, отклонение фигуративных точек их составов в поле пород континентальных рифтов свидетельствуют о возрождении режима растяжения и фиксируют переход к постколлизионному этапу развития.

Выявленные характеристики позднеюрских магматических пород позволяют отнести их на ди-

аграмме температурных типов кислых магм [28] к производным умеренно высокотемпературных гранит-субвулканических, а раннемеловые гранитоиды малых интрузий — к умеренно низкотемпературным вязким и среднетемпературным маловязким магмам.

Умеренно высокотемпературная магма имеет большую протяженность магматической колонны и обладает интрузивной силой, способной почти полностью выжать расплав на уровень декомпрессионного затвердевания при  $P < 0,6-0,4$  кбар, а возможно, и на поверхность. Затвердевание и остеклование магм в процессе движения происходит достаточно быстро. В случае резкого уменьшения давления по сравнению с огромным внутренним давлением флюидной фазы, законсервированной остеклованием, может произойти взрыв с образованием эксплозивных брекчий в апикальной зоне субвулкана. Резкое падение внешнего давления происходит в близповерхностных условиях или в зонах разломов. При этом значительная часть летучих, по-видимому, «уходит» в атмосферу, и генерируется относительно небольшое по масштабам малоглубинное гидротермальное оруденение в апикальной и надинтрузивной зонах субвулкана. Декомпрессионное затвердевание умеренно низкотемпературных вязких и среднетемпературных маловязких магм в районе осуществлялось при  $P 1,0-3,0$  кбар. При высоком содержании расплава (50–70%) и относительно небольшой вязкости в магматическом очаге происходят внутрикамерная дифференциация и фракционирование, что приводит к образованию гранитоидов различной основности с постепенными переходами между ними и в том числе богатого рудно-флюидной фазой остаточного расплава. Отделение флюидов от расплава может начинаться на глубинах 6–8 км.

Судя по результатам изучения содержаний микроэлементов в магматических и метасоматических породах, а также флюидных включений в жильных образованиях Мангазейского рудного поля, флюиды были обогащены Pb 0,41, Ag 0,19, Fe 1,2, Mn 0,54, Na 8,4, K 4,05, Ca 6,54, S 0,27, Cl 13,95% (данные А.С.Борисенко, 1994 г.), содержали  $CO_2$  (58–95% газовой фазы включений индивидуальных флюидных включений в кварце), N 2–38 и  $CH_4 < 0,1-4,5\%$ . На  $PT$  диаграмме [28] поведения рудных и летучих компонентов в кислых магмах максимальная концентрация указанных элементов моделируется в интервале глубин 5–12 км, что примерно соответствует глубине кристаллизации гранитоидов района.

С раннемеловыми магматическими образованиями парагенетически связан гидротермальный

метасоматоз. Формирование метасоматитов происходило в результате грейзенизации, березитизации субщелочной стадии, а также аргиллизации с сопутствующим и сопряженным оруденением.

Расчет баланса вещества при метасоматозе магматических пород и эксплозивных брекчий Эндыбальского субвулкана (рис. 4) по методу Ю.В.Казина и В.А.Рудника [6] демонстрирует, что в стадию грейзенизации магматических пород приходят привнос  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и  $\text{K}_2\text{O}$ , вынос  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{BaO}$ ,  $\text{SO}_3$ . Привнос  $\text{SiO}_2$  сопровождался замещением алюмосиликатов (ортоклаза, плагиоклаза) серицитом и кварцем. Калий, вероятно, накапливался в результате перераспределения при образовании серицита и поставлялся растворами, о чем говорит высокое его содержание в газовой-жидких включениях жильного материала рудных зон. Заметим, что привнос К сопровождался привносом Rb. Вынос элементов осуществлялся, вероятно, при выщелачивании темноцветных минералов, ильменита, плагиоклаза. При березитизации привносились Ti,  $\text{Fe}^{3+}$ , Mg, P, S, выносились  $\text{SiO}_2$ , Al,  $\text{Fe}^{2+}$ , Mn, Ca, Na, K и Ba. Привнос  $\text{Fe}^{3+}$  и Mg обусловил образование сидерита, анкерита, железистого доломита, манганосидерита. При наложении березитов субщелочной стадии на грейзенизированные породы привносились Ti,  $\text{Fe}^{3+}$ , Mn, Mg, Ca, P и S, выносились  $\text{SiO}_2$ , Al,  $\text{Fe}^{2+}$ , Na, K и Ba. Примерно такой же характер миграции элементов фиксируется и в терригенных породах обрамления субвулкана. В ходе березитизации формировались кварц-альбитовая и кварц-карбонатная фации метасоматитов. В течение этого процесса снижалась кислотность и повышалась щелочность растворов, достигалось равновесие раствора с альбитсодержащими зонами метасоматитов. Кварц-карбонатная фация сформировалась позже. Привнос Fe, Mg, Ca, Mn способствовал образованию карбонатных ассоциаций, а S, Pb, Zn, Cu, Ag — полиметалльных руд в метасоматитах в центре ореола березитизации (рудный штокверк Трубка).

При аргиллизации кварцевых порфиров и эксплозивных брекчий привносились Ti, Al, Fe, Mg, P и S, выносились  $\text{SiO}_2$ , Mn, Ca, Na, K, Ba. Поступающий Al в аргиллизированных породах входит в состав каолинита, серицита, гидросерицита, монтмориллонита, а Fe, Mg и S — в состав пирита и карбонатов. Аргиллизация происходила под действием сравнительно кислых растворов, поэтому вынос K, Na, Ca, Ba, Mn, по-видимому, связан с их выщелачиванием. При аргиллизации терригенных пород привносились  $\text{Fe}^{3+}$ , Mg, Ca, выносились  $\text{SiO}_2$ , Ti, Al,  $\text{Fe}^{2+}$ , Mn, Na, K, P, Ba, S.

По данным изучения двух- и трехфазных флюидных включений из жильного кварца грейзенизация и березитизация (являясь внутрирудным процессом) осуществлялись на малых и средних глубинах (1–4 км) при  $T$  200–400°C и понижающейся кислотности растворов, когда значения pH изменяются от 2,8 до 6,1, а аргиллизация — только на малых глубинах (0,5–1 км) при  $T$  250–50°C и pH 1–2.

Формирование цинково-свинцово-серебряного оруденения протекало в пределах Мангазейского рудного поля при  $T$  225–100°C на глубине около 2 км из хлоридных слабокислых (pH 4,5–5,5) растворов. Соответственно, грейзенизация, березитизация, аргиллизация и сопутствующее оруденение формировались на разных глубинах (но в определенном интервале) при изменяющихся температуре, кислотности постмагматических растворов и концентрациях отдельных элементов в них.

Концентрация Sn, Pb, Zn, Cu, Ag, W, Sb, Mo в грейзенизированных магматических породах субвулканического комплекса превышает содержания этих же элементов в неизменных породах в 2,8–57,5 раз. Сходное поведение элементов наблюдается и в терригенных породах. Содержание Sn, Pb, Zn, Cu, Ag, Bi, W, As, Mo в березитизированных породах в 4–24 раза выше, чем в неизменных, а содержание Sb в первых достигает 84 г/т, тогда как в неизменных оно не установлено. Другими словами, при грейзенизации создаются благоприятные условия для локализации золото-редкометалльного и медно-порфирового оруденения. При сопоставлении средних содержаний рудных элементов в исходных и березитизированных породах также наблюдается заметное их перераспределение. Концентрации Sn, Pb, Zn, Ag, Bi, As, Sb, Mn в измененных магматических породах субвулканического комплекса превышают содержания тех же элементов в неизменных их разностях в 1,9–269 раз, особенно высокая концентрация отмечается для Pb, Zn, Ag и Sb. Содержание W не изменилось, наблюдается вынос Mo и Cu. Аналогичное поведение элементов отмечается и в терригенных породах. Медь из магматических пород выносится в терригенные, Mo выносится из обеих разновидностей пород, W в магматических породах находится без движения, в метасоматиты по осадочным породам привносится в небольшом количестве. Иными словами, в субщелочную стадию изменялись состав растворов и профиль оруденения. Околожильные преобразования выражены главным образом фельдшпатизацией, хлоритизацией и серицитизацией вмещающих пород мощностью до десятков сантиметров от зальбандов рудных зон. Значительно реже фиксируются карбонат-серицитовые метасоматиты. В

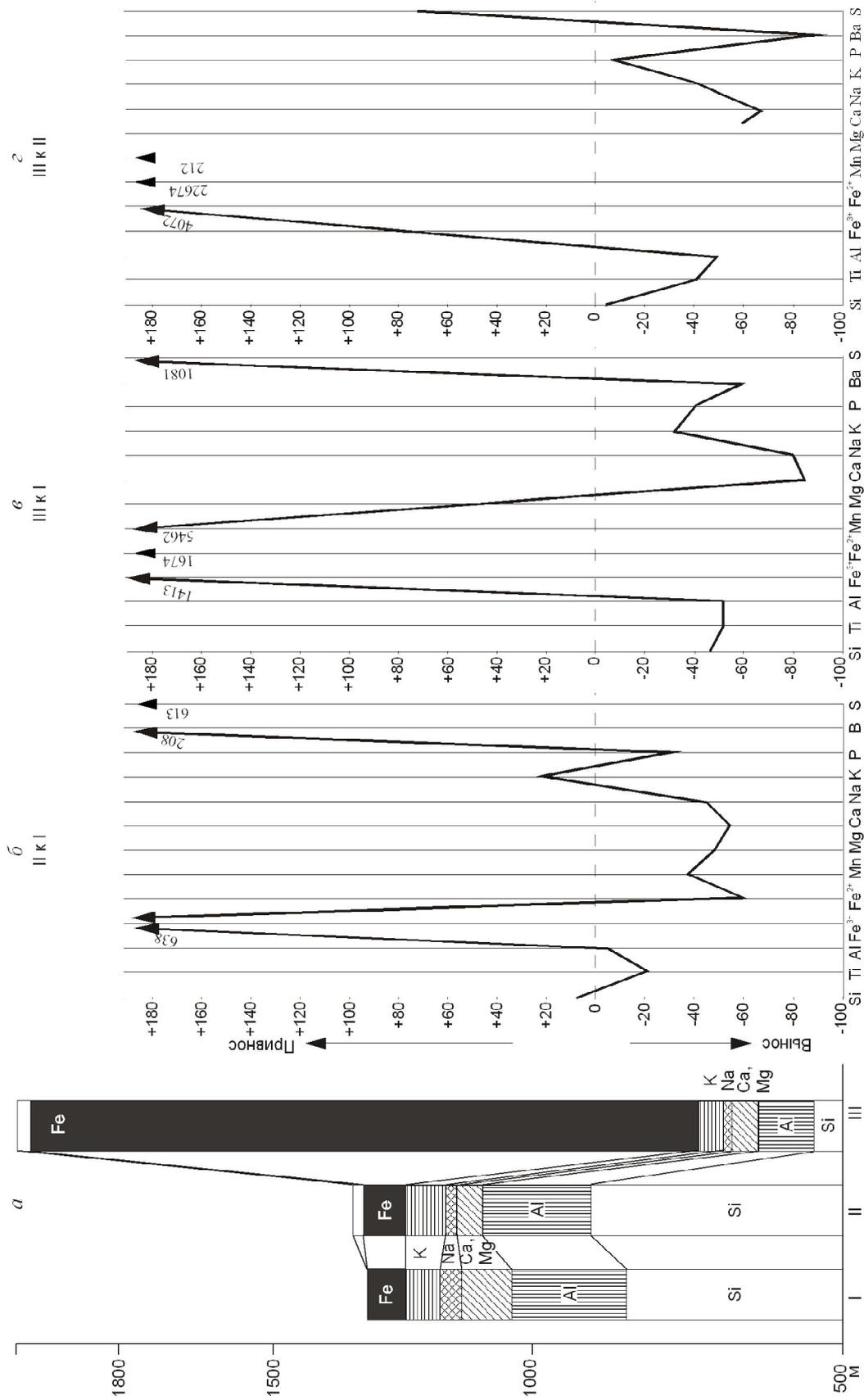


Рис. 4. Диаграмма миграции элементов при greenschist и березитизации магматических пород кислого состава и эклогитизации брекчий Эндыбальского субвулкана:

a — I мм по оси ординат соответствует 10 г; б, в, г — то же, 2%; породы: I — неизменные, II — грейзенизированные, III — березитизированные

## 2. Результаты определения щелочей в кварце рудопроявлений участка Порфиоровый\*

Рудопроявления	Генерация кварца	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	K/Na	Li <sub>2</sub> O	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
Вертикальное	II крупнокристаллический	0,011	0,017	1,55	0,0019	-
	То же	0,018	0,015	0,83	0,0014	-
	«	0,014	0,015	1,07	0,0029	-
	III мелкозернистый	0,008	0,01	1,25	0,0027	-
	То же	0,02	0,027	1,35	0,0087	0,23
Трубка	Метасоматический, дорудный	0,0097	0,046	4,74	0,0005	-
	То же	0,007	0,055	7,86	0,0013	-
	I друзовидный с вольфрамитом	0,007	0,005	0,71	0,0011	-
	II крупнокристаллический	0,02	0,022	1,10	0,0039	-
	То же	0,0085	0,015	1,76	0,003	-
	«	0,008	0,007	0,88	0,0014	-
	«	0,016	0,045	2,81	0,0025	0,18
	Пострудный	0,023	0,046	2,00	0,0002	-

\*Анализы выполнены В.В.Гамяниной, Э.М.Сабордаховой в химико-аналитической лаборатории ИГАиБМ СО РАН.

любом случае наиболее ярко проявлен калиевый метасоматоз.

Рудопроявления участка Порфиоровый сгруппированы на площади около 12 км<sup>2</sup> в центральной части флюидно-эксплозивной структуры — непосредственно в теле Эндыбальского субвулкана и вмещающих породах кыгылтасской и хорокытской свит, прорванных дайками и штоками тоналит-порфиоров, плагиогранит-порфиоров, гранодиорит-порфиоров, плагиогранодиорит-порфиоров, гранит-порфиоров. Руда локализуется в трещинах, подчиненных направлениям разломов трех региональных систем преимущественно сдвиговой кинематики — Ньюектаминской и Северо-Тирехтяхской, контролирующей также магматиты Эндыбальской структуры, и северо-западной Собопольской, в значительной степени определяющей форму поля внутрирудных метасоматитов. С отдельными разломами Ньюектаминской и Собопольской систем связаны пологие малоамплитудные надвиги, иногда также рудовмещающие, что определяет сложную винтообразную форму некоторых конкретных рудных тел.

На участке в пределах рудопроявлений и конкретных рудных тел наблюдается телескопирование руд нескольких формаций. Базовыми формациями для руд различных типов служили, вероятно, медно-порфиоровая, связанная с высокощелочными гранитоидами, золото-кварцевая (золото-редкометальная) и серебро-полиметаллическая, связанные с кислыми магматитами умеренной и пониженной щелочности, повышенной известковистости. Изучение пульсационного характера оруденения, наложения различных его этапов и стадий, совмещен-

ных в конкретных рудных телах, а также брекчий позволили выявить последовательность формирования минералов жильной и рудной масс.

Главные жильные минералы — сидерит и кварц. Сидерит, как и кварц, — сквозной минерал для всех этапов и стадий рудообразования. Ранние генерации сидерита обогащены магнием и марганцем, ассоциируют с ранним рисовидным кварцем I, шунгитом (в жилах и прожилках по терригенным породам), серицитом. Эта дорудная ассоциация несет рассеянную вкрапленность пирита, галенита и сфалерита. Более поздний сидерит образует парагенетическую ассоциацию с марганецсодержащим сидеритом, анкеритом, высокотемпературным друзовидным и полупрозрачным кварцем II, альбитом, хлоритом, турмалином и поздним серицитом. С этим парагенезом связаны руды золото-кварцевой и медно-порфиоровой формаций. Сидерит третьей генерации отличается практически модельным составом, образует тесный парагенез с манганосидеритом и равномерно-мелкозернистым (псевдогранулированным) кварцем III. В этой же ассоциации развиты доломит и железистый доломит, прожилки которого рассекают агрегаты более ранних генераций марганецсодержащего сидерита. Сопутствующие руды относятся к серебро-полиметаллической формации. Сидерит четвертой генерации ассоциирует с магнезитом, лимонитом, гидросерицитом, гидромусковитом, поздним кварцем IV, халцедоном. Этот парагенез составляет жильную основу поздних высокосурьмянистых и низкосеребристых руд серебро-полиметаллической формации. Жильную основу наиболее поздних безрудных гидротермальных образований формируют пострудный сливной и друзовидный молочно-белый кварц в парагенезисе с кальцитом и баритом. Харак-

3. Химический состав серебросодержащих минералов рудопроявлений участка Порфиоровый, вес. %

Минералы	Ag	Cu	Pb	Zn	Fe	Bi	Sn	Sb	Hg	As	S	Se	Te	Сумма
<i>Рудопроявление Трубка</i>														
Самородное серебро (10)	96,456	0,478	0,825	-	0,505	0,07	0,129	0,16	-	0,195	1,241	0,078	0,195	100,137
Акантит (6)	83,86	0,05	0,25	0,04	0,43	0,01	0,177	0,138	0,06	0,06	13,33	-	0,2	98,605
Блеклые руды (13)	54,44	1,766	0,112	3,285	1,37	0,05	0,148	19,18	0,072	0,503	17,77	-	0,16	98,856
Миаргирит (1)	35,3	-	0,27	-	0,07	-	0,4	39,63	-	0,02	21,5	-	0,16	97,35
Диафорит (1)	27,35	0,11	27,2	-	-	0,12	0,13	24,27	-	0,41	16,5	-	0,03	96,12
Овихит (3)	7,8	0,01	42,4	-	0,01	0,08	0,23	26,42	0,1	0,05	18,7	-	0,09	95,89
<i>Рудопроявление Вертикальное</i>														
Овихит (4)	6,06	0,21	43,8	-	0,14	0,19	0,18	27,37	0,1	0,17	18,88	-	0,12	97,22
Канфилдит (2)	67,62	1,09	0,06	0,08	0,27	-	13,0	0,1	-	0,06	17,3	-	0,31	99,89

Примечание. В скобках — число проб. Анализы выполнены А.В.Костиным в ИГ АИБМ СО РАН на микроанализаторе «Самева» при V 25 кв.

терна убогая вкрапленность пирита, антимонита, галенита и сфалерита.

Кварцы разных генераций отличаются по концентрациям щелочей и отношению K/Na (табл. 2). Первая генерация имеет наиболее высокое отношение K/Na. Кварц II и III генераций ассоциирует с продуктами грейзенизации и березитизации на фоне снижения общей щелочности. Влияние поздней щелочной стадии березитизации выражено в повышении отношения K/Na в поздней генерации кварца. Увеличение на порядок концентраций Li<sub>2</sub>O (см. табл. 2) в кварцах II и III генераций отражает общую глубинность и тип кварца, соответствующие редкометалльному типу оруденения.

Благодаря развитию рудных брекчий и разновременному приоткрыванию трещин выполнения различной ориентировки — субмеридиональных, субширотных и северо-западных — удается достаточно полно реконструировать последовательность рудообразования (рис. 5). Ранние высокотемпературные минеральные парагенезы локализованы в центральной зоне участка Порфиоровый (см. рис. 1, 2). Это рудопроявления Шток и Трубка, позднерудские взрывные брекчии Эндыбальского субвулкана и раннемеловые штоки кварцевых порфиров и плагиогранит-порфиров.

В пределах проявления Шток толща песчаников и алевролитов второй пачки нижнекыгылтаской подсветы прорвана телом позднерудских взрывных брекчий риолитового состава размером 300×150 м, вытянутым в широтном направлении. Тело брекчий, в свою очередь, прорвано изометричным штоком размером 70×120 м и крутопадающей дайкой северо-западного (340–350°) простирания раннемеловых плагиогранит-порфиров. Контакты всех магматических образований крутопадающие. Взрывные брекчии и породы нижнекыгылтаской подсветы ороговикованы в биотитовой фации на расстоянии до 150 м от штока плагиогранит-порфиров.

В теле грейзенизированных взрывных брекчий и в прорывающих также измененных плагиогранит-порфирах распространены обломки до 0,6 м в диаметре интенсивно березитизированных серицит-кварцевых пород с сетью разноориентированных сульфидно-кварцевых и сидерит-сульфидно-кварцевых прожилков мощностью 0,5–10 см. Главные рудные минералы — пирит, арсенопирит, халькопирит, галенит, сфалерит, молибденит, второстепенные — марматит, бурнонит, станнин, висмутин, акантит, тетраэдрит, теннантит, вольфрамит (табл. 3). В рудах наблюдается наложение поздних касситерит-станнин-арсенопиритового и галенит-сфалеритового минеральных типов олово-серебро-поли-



металлической формации на руды вольфрамит-арсенопирит-молибденитового и золото-висмутин-халькопирит-пиритового минеральных типов золото-редкометальной.

Рудопоявление Трубка локализовано в теле Эндыбальского субвулкана и его экзоконтактах. Порода, вмещающая трубку взрыва (субвулкан), представлены чередующимися пакетами средне-крупнозернистых песчаников, переслаивания песчаников и алевролитов и алевролитов второй пачки нижне- и верхнекыгылтасской подсвет. Залегание пород субгоризонтальное. Тело брекчий размером 500×700 м слегка вытянуто в северо-восточном направлении. Его северо-восточная часть скрыта под делювиально-солифлюкционными верхнечетвертичными — голоценовыми отложениями. В теле брекчий наблюдаются крупные (до 120×100 м) отторженцы песчаников верхнекыгылтасской подсветы.

Брекчии прорваны раннемеловыми штоками (до 50×100 м) и мощными (до 25 м) дайками дацитовых порфиров и плагиогранит-порфиров северо-западного (340–350°) и широтного простирания. Все магматические образования имеют крутые контакты. Во вмещающих породах местами наблюдается ороговикование (ширина зоны до 400 м), связанное с раннемеловым магматическим комплексом.

Все породы, как вмещающие осадочные, так и магматические, подвержены березитизации ранней стадии кислотного выщелачивания и иногда аргиллизации вдоль зон трещиноватости и брекчирования субмеридионального простирания. Порода осложнены также серией веерообразных малоамплитудных надвигов с падением на восток-северо-восток, подчеркивающих куполообразное поднятие Эндыбальской флюидно-эксплозивной структуры.

В пределах Эндыбальского субвулкана и его экзоконтактов на площади 1,5×2 км установлено штокерковое золото-серебро-медно-порфировое оруденение в интенсивно березитизированных осадочных и интрузивных породах, а также в эксплозивных брекчиях.

На этой площади содержания Au >0,3 г/т, Cu 0,05%. Фиксируются две системы крутопадающих жил мощностью до 0,2 м, прожилков 1–50 мм и зон брекчирования северо-северо-восточного и северо-северо-западного простирания длиной до 60–70 м, мощностью от 2 см до 0,8 м. Кроме того, наблюдается система субвертикальных непротивоположных разноориентированных (преимущественно субширотных) сульфидно-кварцевых и сульфидно-карбонатно-кварцевых минерализованных прожилков. Вмещающие породы по всей площади несут рассеянную вкрапленность пирита, арсенопирита и халькопирита.

Вероятно, общие параметры линейной зоны наиболее интенсивного штокеркового прожилкования составляют (300–450)×900 м, а зона вытянута в северо-западном направлении по азимуту 340–355°. В пределах штокерка выделяются несколько линейных оруденелых участков шириной до 70 м, длиной до 400 м. Средние концентрации в них Au 0,7–0,8 г/т, Ag 30–70 г/т, Cu 0,4–0,5%.

Главные рудные минералы штокерковой зоны представлены пиритом, арсенопиритом и халькопиритом, второстепенные — блеклыми рудами, сфалеритом, галенитом, редкие — самородным золотом, серебром, акантитом, станнином, вольфрамитом, молибденитом, густавитом, висмутином, сульфотеллуридом висмута и серебра, пираргиритом, миаргиритом, диафоритом, антимонитом.

В жилах и прожилках проявлены пирит и арсенопирит трех генераций, связанные с соответствующими генерациями кварца I–III. Для ранних генераций пирита и арсенопирита характерны метакристаллы, для более поздних — мелкозернистые агрегаты и сростки кристаллов. Халькопирит и малосеребристые блеклые руды (тетраэдрит) стехиометричного состава связаны с кварцем II генерации и обычно обособлены от выделений арсенопирита и пирита, хотя с последним иногда образуют сростки. Вольфрамит и молибденит, как правило, развиты в бескарбонатных прожилках кварца II генерации. Золото образует субмикронные выделения в арсенопирите и халькопирите II генерации, часто в сростках с висмутовыми минералами. Максимальный размер золотинок — десятки микрометров, хотя в русловом аллювии руч. Порфировый, дренирующем южный фланг проявления, установлены знаки высокопробного (870–950‰) золота размером до 0,5 мм. С кварцем III связаны выделения галенита, сфалерита, диафорита, пираргирита и миаргирита. Акантит и самородное серебро (микрометровые выделения) развиты по диафориту. С поздними секущими кварц-кальцитовыми прожилками ассоциируют маложелезистый сфалерит, пирит и очень редко антимонит.

По составу микропримесей в основных рудных минералах руды участка Порфировый и, в частности, проявления Трубка (табл. 4, 5) резко отличаются от серебро-полиметаллических руд промышленных месторождений и проявлений остальной территории Мангазейского рудного поля. Содержания Ag в монофракциях пирита, арсенопирита, сфалерита и галенита на порядок ниже таковых в серебро-полиметаллических рудах, зато концентрации Au, Cu, Bi, Sn на порядок выше. Это говорит о преимущественном развитии в пределах рудного штокерка оруденения ранних высокотемпературных

## 4. Результаты полуколичественного спектрального анализа монофракций минералов, вес. %

Рудопроявления	Ti	V	Cr	Mn	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	As	Ge
	$0,01 \cdot 10^{-1}$	$0,1 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-4}$	$0,1 \cdot 10^{-2}$	$0,1 \cdot 10^{-3}$	$0,3 \cdot 10^{-3}$	$10^{-4}$	$10^{-3}$	$0,1 \cdot 10^{-3}$	$10^{-4}$	
<i>Пирротин</i>											
Трубка (1)	1,5	-	20	50	15	30	30	15	0,3	-	-
<i>Сфалерит</i>											
Привет (3)	0,55	0,07	0,47	5,67	0,7	0,73	135,7	>1000	0,73	370,0	0,67
Вертикальное (10)	0,34	0,04	0,51	8,8	1,08	0,61	628,5	>1000	0,91	321,2	0,7
<i>Галенит</i>											
Привет (1)	0,1	-	0,7	1,5	0,5	-	15	20	-	-	-
<i>Сульфосоли серебра</i>											
Привет (1)	0,05	-	-	1,5	0,2	-	10	300	-	500	-
Вертикальное (1)	0,05	-	-	7	0,2	1	10	>1000	-	7	-
<i>Блеклые руды</i>											
Вертикальное (1)	0,03	-	-	15	1	1,5	>1000	>1000	-	150	-
<i>Антимонит</i>											
Привет (3)	0,02	-	-	0,2	0,2	-	10	100	-	7	-
<i>Кальцит</i>											
Вертикальное (2)	0,1	-	-	50	0,2	-	1,75	385	0,3	12,5	-
<i>Сидерит I генерации</i>											
Вертикальное (1)	0,1	0,1	0,7	-	0,2	-	1,5	10	0,3	-	-
<i>Сидерит II генерации</i>											
Вертикальное (1)	0,07	-	-	100	0,2	-	5	50	0,2	3	-

Пр и м е ч а н и е. В скобках — число проб. Анализы выполнены Р.А.Крючковой, Т.Я.Ковалевой в ГУП «Центргеоланалитик».

золото-редкометальной и олово-серебро-полиметаллической формаций. В то же время, спорадически отмечаемые высокие содержания серебра в корреляции с высокими концентрациями свинца свидетельствуют о более позднем наложении на ранние высокотемпературные руды оруденения серебро-полиметаллической формации, а независимость концентраций цинка от других рудных компонентов указывает на проявление оруденения наиболее поздней, безрудной в отношении серебра, свинцово-цинковой формации.

Телескопирование различных этапов и стадий оруденения проявлено в устойчивых корреляционных связях золота, меди, серебра и свинца в жилах северо-западного простирания, а в неориентированных нитевидных прожилках золото коррелирует с медью, свинец с цинком на различных участках штокверкового оруденения. В целом же цинк, составляющий в составе сфалерита основу поздней минеральной ассоциации, не подчиняется закономерностям распределения остальных полезных компонентов, что хорошо иллюстрируется результатами геохимического опробования по вторичным ореолам рассеяния (рис. 6). Гипергенный этап оруденения выражен в интенсивном развитии малахит-азуритовой ассоциации по первичным рудам. Имеющиеся данные сплошного бороздового опробования в канавах (сечения 5–25 м) позволяют ожидать средние (в скобках максимальные) содержания

полезных компонентов в штокверке на уровне: Au 0,7–0,9 г/т (15,0–19,0 г/т), Ag 15,0–35,0 г/т (273,0 г/т), Cu 0,3–0,6% (4,5%), Zn 0,5–1,4% (9,0%), Pb 0,1–0,5% (1,5%).

Рудопроявления Вертикальное и Привет локализованы на юго-западном погружении Эндыбальской флюидно-эксплозивной структуры и представлены дуговыми зонами дробления, вписывающимися в общее северо-западное простирание разломов Собопольской системы. Протяженность отдельных оруденелых зон дробления колеблется от 1 до 3 км и более.

Рудное тело рудопоявления Вертикальное представлено сульфидно-карбонатно-кварцевой жилой брекчиевой текстуры мощностью 0,15–3,5 м. Выделены две продуктивные стадии оруденения. Ранняя, сульфидно-сидерит-кварцевая, несет оруденение золото-редкометальной формации (арсенопирит-пирит-халькопиритовый парагенез). Поздняя, составляющая цемент брекчий, — сульфидно-кварцевая. С ней связаны наиболее высокие концентрации серебра, заключенные в блеклых рудах и серебряных сульфосолях. Главные рудные минералы — арсенопирит, пирит, сфалерит, галенит, второстепенные — блеклая руда, халькопирит, бурнонит, редкие — миаргирит, пираргирит, акантит, овихит.

В брекчиях рудных зон рудопоявления Привет установлены фактически все стадии оруденения,

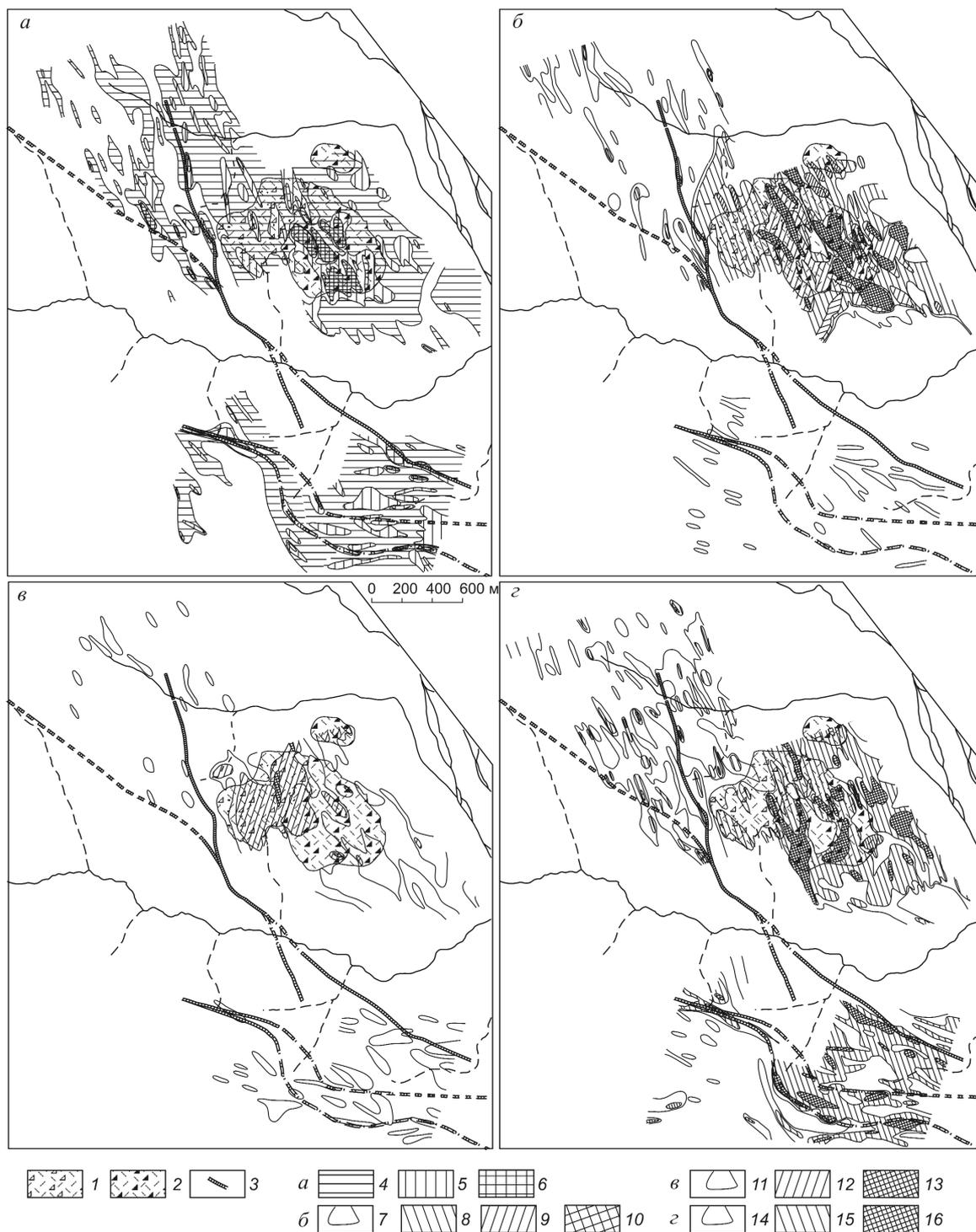
Mo	Ag	Cd	Sn	Sb	W	Pb	Bi	Ta	Hg	Y
$3 \cdot 10^{-5}$	$10^{-5}$	$5 \cdot 10^{-4}$	$10^{-4}$	$10^{-3}$	$0,5 \cdot 10^{-3}$	$0,1 \cdot 10^{-3}$	$10^{-4}$		$10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-3}$
<i>Пирротин</i>										
-	>100	-	7	2	0,7	30	5	2	-	-
<i>Сфалерит</i>										
0,9	>100	-	270	156,7	0,17	671,7	2,67	0,7	3,3	2,67
0,89	>100	-	1643	370	0,07	554	10,3	0,4	0,45	1,9
<i>Галенит</i>										
1	>100	70	2000	500	-	>1000	100	-	-	-
<i>Сульфосоли серебра</i>										
0,5	>>100	10	15	>1000	-	>>1000	-	-	-	-
0,7	>>100	70	10	>1000		>>1000	5	-	-	-
<i>Блеклые руды</i>										
0,7	>>100	1000	200	>1000	-	1000	20	-	-	-
<i>Антимонит</i>										
0,5	>>100	15	7	>1000	-	525	7	-	-	-
<i>Кальцит</i>										
1,5	57,5	7,5	2,5	1	-	1	-	-	-	-
<i>Сидерит I генерации</i>										
1	5	-	-	-	-	-	-	-	-	1,5
<i>Сидерит II генерации</i>										
1	100	-	15	2	-	0,7	-	-	-	-

характерные для Мангазейского рудного поля в целом. Ранняя стадия (руды золото-редкометальной формации с серебром) наблюдается в угловатых обломках молочно-белого кварца размером от первых миллиметров до 10 см. С ними связана минерализация золото-висмутин-халькопирит-пиритового минерального типа (руды арсенопирит-пирит-халькопиритовой и сульфотеллуридно-густавит-висмутин-арсенопирит-пирит-халькопиритовой ассоциаций). Кварц-сидеритовые обломки несут олово-серебро-полиметаллическую минерализацию халькопирит-станнин-пирит-арсенопиритового и блеклорудно-галенит-марматит-пиритового парагенезов. Цемент брекчий — кварц-сидерит-сульфидный с минеральными ассоциациями серебро-полиметаллической формации. В шлифах отмечаются сфалерит-диафорит-овихитовая и серебро-пираргирит-фрейбергит-галенитовая ассоциации. С наиболее поздними разноориентированными нитевидными секущими кварц-сидеритовыми прожилками ассоциирует джемсонит-арсенопирит-галенит-сфалерит-антимонитовая и блеклорудно-халькопирит-пирит-галенит-сфалеритовая минерализация, непродуктивная в отношении серебра. Главные рудные минералы — пирит, сфалерит, антимонит, второстепенные — арсенопирит, галенит, халькопирит, овихит, диафорит, блеклые руды, редкие — станнин, сульфотеллурид висмута и серебра, густавит, висмутин, самородное серебро, пираргирит и др.

В рудах проявлений Вертикальное и Привет, в отличие от центральной части Эндыбальской флюидно-эксплозивной структуры, практически не проявлены минеральные парагенезы медно-порфировой формации.

Рудопоявление Жильное расположено южнее проявления Привет. Оно представлено зоной брекчированных алевролитов с цементом кварц-сидерит-сульфидного состава и серией антимонит-кварцевых жил, окаймляющей с северо-запада на юго-восток флюидно-эксплозивную структуру. В рудах выражены две наиболее поздние стадии рудного этапа. Ранняя ассоциация — фрейбергит-сфалерит-галенитовая — принадлежит сульфосолю-галенит-сфалеритовому минеральному типу серебро-полиметаллической формации, поздние ассоциации относятся к джемсонит-антимонитовому и пирит-галенит-сфалеритовому минеральным типам. Главные рудные минералы — галенит, сфалерит, пирит, антимонит, второстепенные — тетраэдрит, фрейбергит, арсенопирит.

Центробежная зональность оруденения осложнена особенностью морфологии Эндыбальской флюидно-эксплозивной структуры — крутым погружением купола последней к югу и пологим к северу от Эндыбальского субвулкана. Непосредственно в теле субвулкана и его экзоконтактах (проявления Шток и Трубка) превалирует высокотемпературное золото-редкометальное и медно-порфировое



**Рис. 6. Вторичные геохимические ореолы рассеяния участка Порфиоровый:**

1 — брекчии обрушения («сухие»); 2 — риолиты и их брекчиевая субфация, интрузивные, взрывчатые полимиктовые брекчии, туфобрекчии; 3 — рудные тела, вторичные ореолы с содержаниями, г/т: а — Ag (4 — 1–4, 5 — 5–9, 6 — 10–100), б — Cu (7 — 50–90, 8 — 100–400, 9 — 500–900, 10 — >1000), в — Mo (11 — 3–9, 12 — 10–90, 13 — 100–200); г — мультипликативные вторичные ореолы Pb и Zn (14 — 100–250, 15 — 300–900, 16 — >1000 г/т)

5. Средние содержания полезных компонентов по результатам химического анализа монофракций шпирита и арсенопирита рудопроявлений участка Порфиновый, г/т

Рудопроявления	Au	Ag	Co	Ni	Sb	Bi	Cu	Se	Te
<i>Пирит</i>									
Вертикальное (5)	0,83 (0,76–0,88)	7020 (2667–13 550)	83,2 (31,6–117,7)	78,03 (23,7–114,2)	244,6 (53,7–532,5)	44,3 (38,4–53)	980,2 (562,5–1606,7)	<60	<20
Трубка (1)	1,09	1400,0	146,67	236,67	26,67	126,67	5033,33	<60	<20
<i>Арсенопирит</i>									
Борисовское (1)	1,92	690,0	273,81	4,76	338,1	126,19	92,86	<60	<20
Шток (1)	1,9	240,0	1559,09	18,18	59,09	<30	750,0	<60	<20
Трубка (3)	19,8	1003,33	696,12	150,0	483,33	220,26	2200,03	<60	<20
Вертикальное (4)	6,67 (5,63–8,22)	40 340 (17 000–75 350)	289 (250–347)	75,3 (52,7–109,4)	3690 (1588–6843)	110 (77–159)	3970 (1110–8260)	<60	<20
Привет (1)	31,52	1250,0	24,75	55,72	2130,0	<30	367,15	<60	<20

Примечание. В скобках первой графы — число проб, второй графы — среднее содержание элемента в I–II генерациях. Анализы выполнены Т.Ф. Горной, З.П. Поповой в ГУП «Центргеоаналитик».

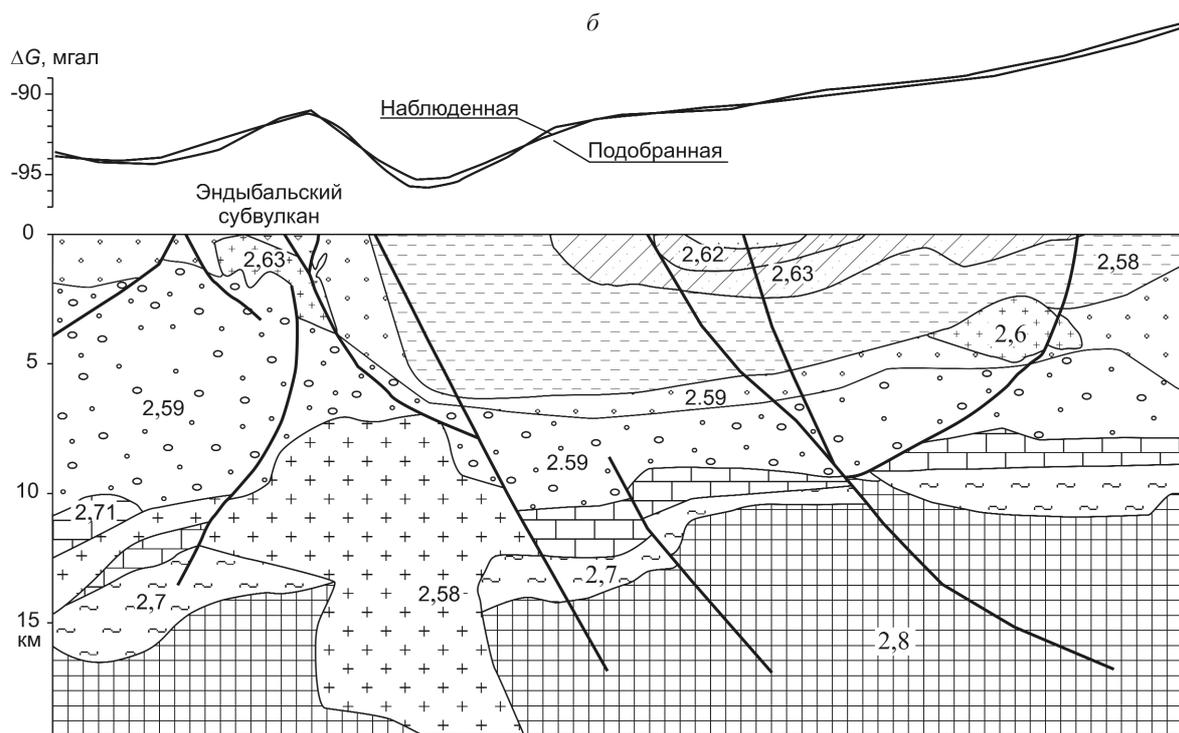
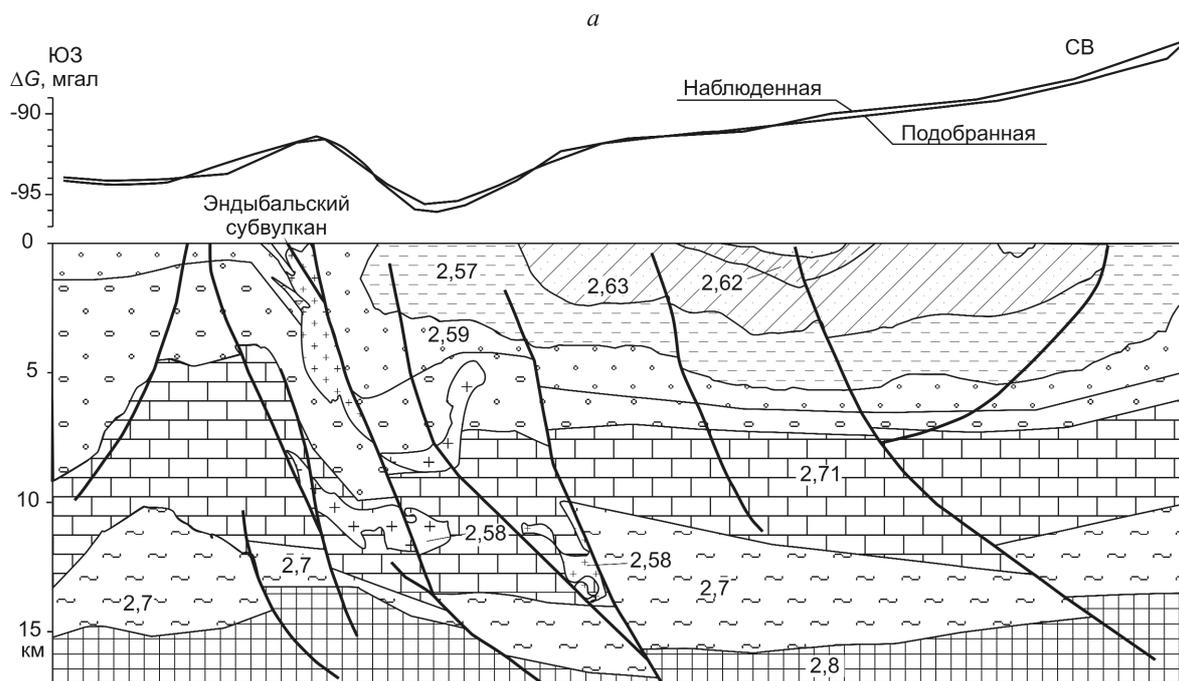
оруденение. К северу (проявление Борисовское) на эти типы отчетливо накладывается олово-серебряное оруденение. Далее к северу (за пределами участка Порфиновый, в главных месторождениях Мангазейского рудного поля) преобладающее собственно серебряное (серебро-сульфосольные минеральные типы) оруденение сменяется серебро-полиметаллическим. К югу (рудопроявления Вертикальное и Привет) наиболее выражено серебро-полиметаллическое оруденение, уступающее ведущую роль в рудах проявления Жильное серебро-сурьмяному и далее к югу — сурьмяному оруденению.

Изучение характеристик рудообразующего флюида показывает, что в составе газовой фазы флюидных включений в кварце преобладают  $H_2O$ ,  $NaCl$ ,  $KCl$ ,  $CaCl_2$ ,  $CO_2$ ,  $N_2$ ,  $CH_4$ . Такой состав вообще характерен для рудообразующего флюида золотых и серебряных месторождений в терригенных породах [27] и свидетельствует о его восстановительном характере, а по аналогии с золотыми и серебряными объектами Средней Азии и Северо-Востока России можно предположить наличие во флюиде  $N_2$  и  $SO_4^{2-}$ . Возможно, что перенос серебра в растворе по аналогии с золотом [12] происходит в виде хлоридных, сероводородных и гидроксильных комплексов  $AgCl^0$ ,  $AgCl_2^-$ ,  $AgHS$  и  $AgOH$ .

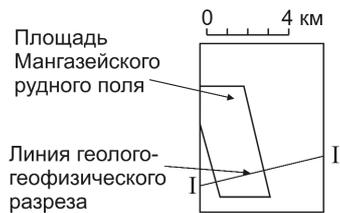
Сравнение концентраций  $NaCl$  во флюидных включениях в кварцах показывает, что они близки к таковым прочих серебро-полиметаллических объектов Тихоокеанского пояса. Рассчитанное для таких объектов по соотношению  $H_2O-NaCl$  литостатическое давление составляет 45–125 бар [30], что дает глубину рудоотложения 450–1500 м, а рассчитанные по гидростатическому давлению глубины рудообразования колеблются от 150 до 500 м. Если давление в рудно-флюидной системе эволюционировало от преобладания литостатического к преобладанию гидростатического на наиболее продуктивных стадиях минералообразования, то средняя глубина рудообразования составляет 450–500 м.

Изотопный состав углерода ( $^{13}C$  от -5,52 до -9,05‰) и кислорода ( $^{18}O$  от 2,18 до 17,87‰) карбонатов свидетельствует о смешанном их источнике, включающем как материал глубоких магматических очагов, так и карбонаты осадочных пород.

Проанализированы 143 монофракции сульфидов из рудных тел и метасоматитов центральной и северной частей рудного поля, а также проявлений Вертикальное, Шток и Трубка. Наибольший интервал разброса значений  $\delta^{34}S$  характерен для пирита (-8,77–+12,41‰), несколько меньший — для арсенопирита (-5,6–12,5‰) и сфалерита (-3,3–+8,72‰), наименьший и близкий — для галенита и сульфо-



- |    |    |    |    |
|----|----|----|----|
| 1  | 2  | 3  | 4  |
| 5  | 6  | 7  | 8  |
| 9  | 10 | 11 | 12 |
| 13 | 14 | 15 | 16 |



солей (-7,63–2,76 и -3,29–+6,31‰ соответственно). Эти различия в изотопном составе серы разных минералов отражают закономерное фракционирование изотопа серы во флюиде в процессе его эволюции. Несколько отличаются по изотопному составу сульфиды этих трех участков. Так, все сульфиды жилы Вертикальная имеют утяжеленный состав серы, в минералах участка Трубка — более легкий, а наиболее высокие положительные значения  $\delta^{34}\text{S}$  свойственны минералам серебряных и серебро-полиметаллических месторождений центральной и северной частей рудного поля. Состав серы закономерно утяжелен в более поздних генерациях сульфидов участка Порфиновый. На основании изотопного состава серы рудных минералов Мангазейского рудного поля можно сделать вывод, что в составе рудоносных растворов значительную роль играли метеорные воды.

Наиболее продуктивные стадии минералообразования по флюидным включениям в кварцах протекали при  $T$  140–220°C. Более полное представление о температурном режиме минералообразования в течение рудного этапа можно получить, анализируя минеральные парагенезисы и соотношение фаз в конкретных минералах.

Рудообразование происходило при постепенно, но неравномерно снижающейся температуре. Ранние пирит-арсенопиритовые парагенезисы сформированы при  $T$  450–550°C [13], халькопирит-сфалеритовые и золото-висмут-теллуридные ассоциации медно-порфириновых и золото-редкометаллических руд, судя по содержанию пирротинового минала в сфалерите, — при  $T$  250–400°C [33, 34] и давлении флюидной фазы 3–5 кбар, поздние галенит-фрейбергитовая и серебро-сульфосольная ассоциации — при  $T$  150–300°C [4, 14–16], фугитивности серы  $10^{-15}$ – $10^{-12}$  атм. и рН растворов 4–6 [29]. Завершился процесс образованием химиче-

ски чистого самородного серебра в парагенезисе со стефанитом, верхний предел устойчивости которого 197°C [15].

Низкая продуктивность поздних стадий минералообразования на золото обусловлена, на наш взгляд, составом рудоносных флюидов, которые имели слабощелочной до слабокислотного состав и низкие концентрации галогенидов, что нашло отражение в характере внутрирудного метасоматоза и жильном заполнении рудных тел. За исключением ранних стадий рудообразующего процесса, активно проявленных только в пределах участка Порфиновый, в рудах зафиксирован низкий потенциал мышьяка. Это повышало растворимость золота в сернистых растворах [21] и препятствовало его осаждению. Пульсационный характер процесса минералообразования выражен в неоднократной смене сульфидных и сульфосольных ассоциаций, нескольких вспышках самородного рудообразования, что свидетельствует о неустойчивом режиме серы – кислорода. Вероятно, формирование руд происходило в условиях открытой системы, существование которой обусловлено активным тектоническим режимом территории.

В пределах Мангазейского рудного поля наблюдается совмещение оруденения нескольких типов — золото-редкометаллического, медно-порфирирового, олово-серебряного, серебро-полиметаллического и близповерхностного серебро-сурьмяного, что типично для крупных полигенных месторождений Верхояно-Колымской складчатой области [5, 10]. Совмещение золотого и серебряного оруденения, как показано И.Я.Некрасовым [12], обусловлено наличием единого источника рудного вещества и сосуществованием в структуре рудного поля магматитов нормального ряда (даек и штоков диорит-гранодиоритового и гранитного составов) вместе с дайками и субвулканическими телами повышенной

**Рис. 7. Модель глубинного геологического строения района Мангазейского рудного поля на основе геологических разрезов и данных гравиметрических съемок м-бов 1:200 000–1:1 000 000:**

глубинный геолого-геофизический разрез по линии I–I: *a* — с распространением на разных уровнях осадочного чехла малых гранитоидных интрузий, *b* — с не вскрытым на современном эрозивном уровне гранитоидным батолитом; *верхоянский комплекс верхнего структурного этажа осадочного чехла восточной окраины Сибирской платформы*: 1 — песчаники, редко алевролиты, 2 — алевролиты, песчаники талахской и усманьчевской свит, 3 — алевролиты, реже песчаники деленжинской и дулгалахской свит, 4 — алевролиты, реже песчаники эчийской и тумаринской свит, 5 — песчаники, алевролиты солончанской и хорокытской свит, 6 — песчаники, алевролиты, конгломераты; *то же, нижнего структурного этажа*: 7 — известняки, доломиты, редко филлиты, красноцветные песчаники, 8 — песчаники, конгломераты, доломиты, кварциты; 9 — породы докембрийского кристаллического фундамента Сибирского континента; 10 — раннемеловые гранитоиды; 11 — раннемеловые малые тела гранитоидов; 12 — позднеюрские субвулканические тела кварцевых порфиров, риолитов и их взрывная брекчиевая фация; 13 — разрывные нарушения; 14 — кривая *G*, полученная по результатам гравиметрической съемки м-ба 1:200 000; 15 — кривая *G*, полученная при подборе вариантов глубинного геологического строения; 16 — средняя плотность пород в г/см<sup>3</sup>, измеренная автором и взятая из справочника [25]; использованы материалы С.Д.Адамова, 1969, И.Н.Кочина, 1969, Л.М.Натапова, 1985, Б.А.Эповой и др., 1985, И.Н.Истомина, Г.А.Стогния, 1991, а также программы Sigma 2, CorelDraw-9, AutoCad 12

щелочности-основности. К последним относятся плагиориодациты, тоналиты, плагиограниты, субщелочные лампрофиры, сопряженные с рудоносными растворами различной геохимической специализации.

Можно предположить, что оруденение базового типа в магматитах нормального ряда — олово-серебро-полиметаллическое, а в магматитах повышенной щелочности-основности — медно-порфиоровое. Серебряное, серебро-полиметаллическое и серебро-сурьмяное оруденение проявлено на верхнем уровне эрозионного среза, фактически надрудном для оруденения базовых типов. Признаки оруденения базовых типов отмечаются на всех месторождениях и проявлениях рудного поля. Они выражены в распространении станнина и серебро-оловянных сульфосолей, с одной стороны, и резком преобладании высокомедистых блеклых руд ряда тетраэдрит-фрейбергит в собственно серебряных, серебро-полиметаллических и серебро-сурьмяных рудах, с другой. Собственно корневые части рудно-магматической колонны с оруденением базовых формаций практически не подверглись эрозии. Об этом свидетельствует локализация медно-порфировой и олово-серебряной минерализации в самой эродированной части рудного поля.

Повариантная геолого-геофизическая модель глубинного строения (рис. 7) демонстрирует наиболее вероятное расположение вблизи поверхности интрузива среднего-кислого состава площадью до нескольких квадратных километров и эшелонирование малых интрузий на глубину (см. рис. 7, а). Это коррелируется с установленными вертикальной и латеральной зональностями оруденения. Учитывая данные магнитометрии о залегании кровли нескрытого интрузива на глубине от 0,4 до 1 км, широкий вторичный ореол рассеяния меди (см. рис. б), в 3 раза большей площади, чем поля развития explosивных брекчий над выступом интрузива, можно сделать вывод о фактически надрудном срезе серебро-золото-медно-порфиорового оруденения и вероятных перспективах его промышленного значения в теле интрузива. О вероятной повышенной щелочности-основности нескрытого интрузива, кроме магматитов, наблюдаемых в пределах участка Порфиоровый, свидетельствует также распространение даек и силлов трахиандезитов, сиенит-порфиоров и монзонитов в 5–15 км южнее Мангазейского рудного поля, локализованных в той же тектонической структуре.

Таким образом, выявлены прямые и предполагаемые (с большой вероятностью) признаки, характерные для классического промышленного золото-медно-порфиорового оруденения в магматитах ки-

слового состава повышенной щелочности-основности, прорывающих метаморфизованную терригенную толщу:

сложно построенное малоглубинное интрузивное тело с развитием в кровле субвулканических разностей и explosивных брекчий;

длительное время функционирования магматического очага (вероятно, поздняя юра — поздний мел);

эволюция магматитов кислого состава повышенной основности до субщелочного;

значительный вертикальный размах рудно-магматической колонны с выраженной вертикальной и латеральной зональностью;

штокверковый морфоструктурный тип оруденения;

полигенный и многостадийный характер оруденения с развитием практически всех минеральных парагенезов, свойственных порфиоровым системам, при доминировании золото-медно-порфиоровых;

многостадийное развитие и разнообразие внутрирудных метасоматитов.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бородин Л.С.* Геохимия главных серий изверженных пород. — М.: Недра, 1981.
2. *Бородин Л.С.* Петрология тоналит-гранитной серии Верх-Исетского массива (Средний Урал) // *Петрология*. 1994. Т. 2. № 6. С. 609–622.
3. *Виноградов А.П.* Геохимия живого вещества. — М.: АН СССР, 1962.
4. *Гамянин Г.Н.* Минералогические аспекты формационно-генетического анализа золоторудных месторождений Верхояно-Колымской складчатой области: Автореф. дис... д-ра геол.-минер. наук. — М., 1991.
5. *Гамянин Г.Н., Горячев Н.А.* Близповерхностное оруденение Восточной Якутии // *Тихоокеанская геология*. 1988. № 2. С. 82–89.
6. *Казин Ю.В., Рудник В.А.* Руководство к расчету баланса вещества и внутренней энергии при формировании метасоматических пород. — М.: Недра, 1968.
7. *Костин А.В., Тыллар В.И.* Сингенетический пирит стратиформных свинцово-цинковых месторождений Кылаксской и Каменской рудоносных площадей (Восточная Якутия) // *Минералого-генетические аспекты магматизма и оруденения Якутии*. Якутск, 1993.
8. *Кутолин В.А.* Петрохимические особенности кислых производных базальтовой магмы платформенных областей // *Геология и геофизика*. 1964. № 2. С. 74–81.
9. *Луцк Б.Г.* Геохимия океанического и континентального магматизма. — М.: Недра, 1980.

10. *Минералого-геохимические* особенности серебряного оруденения Верхояно-Колымской складчатой области. Минеральные ассоциации руд серебро-сурьмяной и золото-серебряной формации / И.Я.Некрасов, Г.Н.Гамянин, Н.А.Горячев и др. // *Минералогический журнал*. 1987. Т. 9. № 6. С. 5–17.
11. *Некрасов А.И., Костин А.В.* Золото-серебряное оруденение как индикатор геодинамического режима развития восточной окраины Сибирского кратона // *Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых*. М., 2005.
12. *Некрасов И.Я.* О причинах совмещения оловянной, серебряной и золотой минерализации в месторождениях Тихоокеанского пояса // *Геология рудных месторождений*. 1990. № 1. С. 98–104.
13. *Некрасов И.Я.* Геохимия, минералогия и генезис золоторудных месторождений. – М.: Наука, 1991.
14. *Некрасов И.Я., Конюшок А.А.* Фазовые соотношения в системе Au-Ag-Sb-S // *Докл. АН СССР*. 1985. Т. 286. № 2. С. 442–446.
15. *Некрасов И.Я., Лунин С.Е.* Условия образования сульфидов, селенидов, сульфоселенидов серебра системы Ag-Sb-S-Se (по экспериментальным данным) // *Минералогический журнал*. 1987. Т. 9. № 1. С. 25–29.
16. *Некрасов И.Я., Чевычелов В.Ю., Тронева Н.В.* Фазовые соотношения и система Ag-Sb-S в гидротермальных условиях при 300–400°C и P<sub>H2O</sub> до 1 кбар // *Докл. АН СССР*. 1978. Т. 238. № 4. С. 932–935.
17. *Некрасова Р.А., Некрасов И.Я.* Куларит — аутигенная разновидность монацита // *Докл. АН СССР*. 1983. Т. 268. № 3. С. 688–694.
18. *Ненашев Н.И., Зайцев А.И.* Эволюция мезозойского гранитоидного магматизма в Яно-Колымской складчатой области. – Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1985.
19. *Перчук А.А., Аранович Л.Я., Косякова Н.А.* Термодинамические модели зарождения и эволюции базальтовых магм // *Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология*. 1982. № 4. С. 3–25.
20. *Пискунов Б.Н., Абдурахманов А.Н., Ким Ч.У.* Соотношение состав – глубина для вулканов Курильской островной дуги и его петрологическое значение // *Вулканология и сейсмология*. 1979. № 4. С. 57–67.
21. *Растворимость* золота в сульфидно-мышьяковых растворах при 200–300°C / Г.М.Ахмеджанова, И.Я.Некрасов, В.И.Тихомирова и др. // *ДАН СССР*. 1988. Т. 300. № 6. С. 1453–1456.
22. *Ритман А.* Вулканы и их деятельность. – М.: Мир, 1964.
23. *Страхов Н.М.* Основы теории литогенеза. – М.: АН СССР, 1960. Т. 1.
24. *Трунилина В.А.* Геология и рудоносность позднемезозойских магматических образований Северо-Востока Якутии. – М.: Наука, 1992.
25. *Ферштатер Г.В.* Петрология главных интрузивных ассоциаций. – М.: Наука, 1987.
26. *Физические свойства* горных пород и полезных ископаемых: Справочник геофизика. – М.: Недра, 1976.
27. *Характеристика* рудообразующего флюида на месторождениях золота и серебра в черных сланцах / Н.П.Ермолаев, В.А.Чиченов, В.Л.Хорошилов и др. // *Геохимия*. 1994. № 8–9. С. 1275–1286.
28. *Шкодзинский В.С.* Эволюция кислых магм и генезис рудоносных гидротерм // *Вопросы магнетизма и оруденения Якутии*. Якутск, 1992.
29. *Anderson G.M.* The hydrothermal transport and deposition of galena and sphalerite near 100°C // *Econ. Geol.* 1973. Vol. 68. P. 480–492.
30. *Chil-Sup, So, Seong Taek Yun.* Geochemistry and Genesis of Hydrothermal Au-Ag-Pb-Zn Deposits in the Hwandangri Mineralized District, republic of Korea // *Econ. Geol.* 1992. Vol. 87. P. 2056–2084.
31. *Irvine T.H., Baragar W.R.* A guide to the chemical volcanic rocks // *Can. J. Earth. Soi.* 1971. Vol. 8. № 5. P. 523–547.
32. *Pears T.H., Jormen B.E., Birkett T.C.* The realtionship between major element chemistory and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks // *Earth Planet. Sci. let.* 1977. Vol. 36. № 1. P. 121–132.
33. *Scott S.D.* Sphalerite geotermometry and geobarometry // *Econ. Geol.* 1971. Vol. 66. P. 653–669.
34. *Scott S.D.* Experimental Calibration of the sphalerite geobarometer // *Econ. Geol.* 1973. Vol. 68. P. 466–474.
35. *Thornton C.P., Tuttl O.F.* Chemistry of idneous rocks. Differentiati on indekx // *Amer. J. Sci.* 1960. № 11. P. 258.
36. *Turekian K.K. and Wedepohl K.H.* Distribution of the elements in some major units of the earth's crust // *Bul. Geol. Soc. of Amer.* 1961. Vol. 72. № 2. P. 175–190.

# АППАРАТУРНО-ТЕХНИЧЕСКИЕ СРЕДСТВА И ТЕХНОЛОГИИ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ



УДК 662.72:622.342.1 (571.53)

© Коллектив авторов, 2009

## ТЕХНОЛОГИЯ ПЕРЕРАБОТКИ ЗОЛОСОДЕРЖАЩИХ РУД МЕСТОРОЖДЕНИЯ СУХОЙ ЛОГ С ПРЕДВАРИТЕЛЬНОЙ КРУПНО- КУСКОВОЙ ФОТОМЕТРИЧЕСКОЙ СЕПАРАЦИЕЙ

**А.И.Никулин, А.И.Романчук, Н.Н.Павлова, В.И.Пономаренко, В.В.Жарков,  
В.А.Богомолв (ЦНИГРИ Роснедра МПР России)**

*Приведены результаты изучения вещественного состава и исследований по извлечению золота из различных сортов руд и концентратов фотометрической сепарации (ФМС) месторождения Сухой Лог. Установлена возможность переработки указанных продуктов по единой комбинированной гравитационно-флотационной технологической схеме с цианированием гравитационных и флотационных концентратов, обеспечивающей высокие показатели извлечения золота. Полученные результаты использованы при разработке ТЭО освоения и кондиций по месторождению Сухой Лог.*

Одним из направлений повышения инвестиционной привлекательности нераспределенного фонда недр является его переоценка на основе применения современных технологий и технических средств. В ЦНИГРИ в соответствии с техническим заданием Роснедра выполнена геолого-экономическая переоценка месторождения Сухой Лог, показавшая, что применение предварительной крупнокусковой сепарации позволяет существенно сократить объем поступающей на переработку руды и улучшить экономические показатели освоения объекта [3].

Технологические исследования суходожских руд проводились на всех стадиях геологоразведочных работ в период 1963–1995 гг. Иргиредмет и ВНИИХТ. По данным технологического опробования руды характеризуются близким вещественным составом и относятся к одному технологическому типу. Наиболее высокие показатели извлечения драгоценных металлов из руд получены по комбинированной гравитационно-флотационной технологической схеме с цианированием гравитационных и флотационных концентратов. Среднее содержание Au в изученных пробах руд 2,5–3,8 г/т.

В настоящее время на месторождении выделено несколько сортов руд — убогие (содержание Au 0,5–0,8 г/т), бедные (Au 0,8–1,2 г/т), рядовые (Au 3,0–3,5 г/т), обоснована целесообразность их селективной добычи. Таким образом, ранее изуча-

лись в основном рядовые руды. Между тем в бедных и убогих рудах, составляющих около 60% общих запасов месторождения, сосредоточено 25–30% запасов золота. Учитывая масштабы объекта, вовлечение в эксплуатацию указанных запасов равносильно освоению весьма крупного золоторудного месторождения.

В целях подготовки исходных данных для разработки ТЭО освоения и кондиций по месторождению Сухой Лог в ЦНИГРИ совместно со специалистами ВИМС и ВНИИХТ выполнены комплексные технологические исследования проб руд каждого сорта массой по 5 т каждая. Проведено извлечение драгоценных металлов из руд по двум вариантам технологических схем:

1. Обогащение исходных руд по традиционной комбинированной гравитационно-флотационной технологической схеме с цианированием концентратов.

2. Обогащение руд по схеме, включающей: грохочение исходных руд с выделением классов крупности –100+75, –75+50, –50+25, –25+10, –5 мм; предварительную фотометрическую сепарацию руд классов крупности –100+5 мм с получением концентрата и отвальных хвостов;

обогащение концентрата фотометрической сепарации по комбинированной технологической схеме (не машинный класс –5 мм объединяли с концентратом фотометрической сепарации).

### 1. Химический состав руд и концентратов фотометрической сепарации

Элементы, соединения	Содержание, %				
	Бедные и убогие руды	Рядовые руды	Концентраты фотометрической сепарации руд		
			убогих	бедных	рядовых
SiO <sub>2</sub>	55,26	56,84	54,04	53,56	55,88
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,98	16,32	18,96	17,98	18,48
Fe <sub>общ</sub>	6,08	5,07	6,75	7,53	6,96
CaO	1,06	0,95	0,62	0,61	0,64
MgO	3,58	3,28	3,15	3,15	2,98
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,15	0,13	0,12	0,12	0,11
TiO <sub>2</sub>	0,68	0,62	0,7	0,62	0,62
MnO	0,072	0,05	0,061	0,065	0,053
Na <sub>2</sub> O	1,46	1,35	1,13	1,12	1,05
K <sub>2</sub> O	2,94	2,87	2,57	2,62	2,61
CO <sub>2</sub>	5,21	4,95	6,39	5,21	4,14
S <sub>общ</sub>	1,52	2,28	3,4	3,9	3,76
S <sub>сульфидн.</sub>	1,43	2,21	2,58	3,3	2,92
Cu	0,005	0,004	0,007	0,007	0,006
Pb	<0,005	<0,005	<0,01	<0,01	<0,01
Zn	0,013	0,011	0,015	0,013	0,011
Ni	0,006	0,006	0,01	0,009	0,008
Co	0,0021	0,0026	<0,005	0,0056	<0,005
Sb	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
As	0,0055	0,0067	0,02	0,031	0,043
S <sub>орг.</sub>	1,79	2,08	1,66	1,61	1,99
Au, г/т	1,02	3,31	1,57	2,65	5,82
Ag, г/т	0,8	2,5	1,45	1,6	4,92
Pt, г/т	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005
Pd, г/т	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005
Rh, г/т	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005

Фотометрическую сепарацию осуществляли на установке GemStar 600 (OptoSort, Германия) в лаборатории ЦНИГРИ.

Ниже приведены результаты экспериментальных работ по изучению вещественного состава и обогащению исходных рядовых (РТ), смеси бедных и убогих (БУ) руд, а также концентратов, полученных при фотометрической сепарации рядовых, бедных и убогих руд месторождения.

Руды представлены углеродистыми измененными (карбонатизированными и слабо окварцованными) филлитовидными сланцами с наложенной золотоносной вкрапленно-прожилковой кварц-пиритовой минерализацией. Содержание пирита в

### 2. Результаты фазового анализа золота в исходных рудах (крупность измельчения руды 92% класса –74 мкм)

Формы нахождения Au	Убогие и бедные руды		Рядовые руды	
	Au, г/т	Распределение Au, %	Au, г/т	Распределение Au, %
Свободное (амальгамируемое)	0,27	32,9	1,754	49,1
В открытых сростках (цианируемое)	0,463	56,5	1,627	45,6
Покрытое пленками и заключенное в кислоторастворимых минералах	0,042	5,1	0,107	3,0
Заключенное в сульфидах	0,021	2,6	0,046	1,3
Заключенное в силикатных минералах	0,024	2,9	0,036	1,0
<b>Итого: исходная руда (по балансу)</b>	<b>0,82</b>	<b>100,0</b>	<b>3,57</b>	<b>100,0</b>

пробах изменяется от 2,8 до 4,2%, а прожилкового кварца не превышает 5%.

Главный рудный минерал и основной концентрат золота — пирит. Золото образует в нем включения различной крупности, преимущественно размером 20–400 мкм. Значительная по массе часть золотин имеет размер >100 мкм. Пирит главным образом представлен разнозернистыми кристаллическими сростками и агрегативными скоплениями с размером зерен от 0,1 до 5–7 мм. Наиболее золотоносны относительно крупные (0,7–2 см) кварц-пиритовые прожилки. Ассоциирующий с пиритом кварц не является концентратом золота, но его развитие в составе пиритовых выделений служит признаком повышенной золотоносности. Пробность золота варьирует в пределах 850–900 и в среднем составляет 870%.

Рудовмещающие породы представлены темно-серыми углеродистыми алевросланцами.

В табл. 1 приведен химический состав изученных в ЦНИГРИ технологических проб рядовых руд

### 3. Результаты фазового анализа золота в продуктах фотометрической сепарации руд

Форма нахождения Au	Продукты (концентраты) фотометрической сепарации руд					
	убогих		бедных		рядовых	
	Au, г/т	Распределение Au, %	Au, г/т	Распределение Au, %	Au, г/т	Распределение Au, %
Свободное (амальгамируемое)	0,77	40,5	1,2	45,4	3,15	51,8
В открытых сростках (цианируемое)	0,91	47,9	1,23	46,6	2,46	40,5
Покрытое пленками и заключенное в кислоторастворимых минералах	0,1	5,3	0,1	3,8	0,22	3,6
Заключенное в сульфидах	0,07	3,7	0,06	2,3	0,15	2,5
Заключенное в силикатных минералах	0,05	2,6	0,05	1,9	0,1	1,6
<b>Итого: исходный продукт (по балансу)</b>	<b>1,9</b>	<b>100,0</b>	<b>2,64</b>	<b>100,0</b>	<b>6,08</b>	<b>100,0</b>

## 4. Результаты ситового анализа руд (крупность дробления –2 мм)

Классы крупности, мм	Проба БУ			Проба РТ		
	Выход, %	Au, г/т	Распределение Au, %	Выход, %	Au, г/т	Распределение Au, %
+1,0	14,17	0,24	3,6	16,13	1,43	6,6
–1,0+0,5	23,61	1,44	35,9	24,29	5,58	38,7
–0,5+0,25	17,5	1,18	21,8	16,32	4,46	20,8
–0,25+0,125	9,72	1,1	11,3	9,49	4,2	11,4
–0,125+0,071	1,94	0,97	2,0	4,55	3,85	5,0
–0,071+0,044	9,17	1,42	13,8	4,55	5,85	7,6
–0,044+0,020	8,36	0,83	7,3	5,23	5,35	8,0
–0,020	15,53	0,26	4,3	19,44	0,34	1,9
<b>Итого: исходная руда (по балансу)</b>	<b>100,0</b>	<b>0,946</b>	<b>100,0</b>	<b>100,0</b>	<b>3,5</b>	<b>100,0</b>

и смеси бедных и убогих руд месторождения Сухой Лог, а также продуктов, полученных в результате фотометрической сепарации каждого сорта руды. Приведенные данные свидетельствуют о том, что по химическому составу обе разновидности руд и продукты фотометрической сепарации близки между собой и отличаются главным образом по содержанию серы и золота. В смеси бедных и убогих руд содержание S 1,52%, в рядовых рудах — 2,28%, концентратах фотометрической сепарации — 3,4–3,76%. Содержание SiO<sub>2</sub> в рудах и концентратах колеблется в пределах 53,5–56,8%, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 15,9–18,9%, Fe 5,0–7,5%. Цветные металлы содержатся в незначительных количествах и не имеют промышленного значения.

Основной полезный компонент изученных проб исходных руд — золото, его содержания 1,02 и 3,5 г/т. После фотометрической сепарации убогих, бедных и рядовых руд содержание золота увеличилось до 1,57, 2,65 и 5,82 г/т соответственно. Количество попутного полезного компонента — серебра — в рудах и продуктах сепарации низкое 0,8–5,8 г/т. Вредной примесью в рудах является сорбционно-активное углеродистое вещество, вследствие чего природная сорбционная активность руд по золоту составляет 60–80 г/т. Это обуславливает необходимость применения сорбционных технологий для извлечения золота гидрометаллургическими методами.

Результаты пробирных, комбинированных пробирно-атомно-абсорбционных анализов как исходных руд, так и продуктов их обогащения не подтвердили приводимые в некоторых источниках [1, 4] сведения о повышенном содержании платины в рудах месторождения. Возможные причины ошибочного определения платины в рудах проанализированы в работе [2]. Необходимо подчеркнуть, что при изучении проб в ЦНИГРИ анализировались не только исходные руды, но и продукты, полученные при переработке больших масс руд (концентраты крупнокусковой сепарации, объединенные гравита-

ционно-флотационные концентраты, хвосты). При этом представительность аналитических навесок обеспечивалась строгим соблюдением правил сокращения и подготовки к анализам золотосодержащих руд и продуктов. Результаты анализов подтверждены в независимой лаборатории, что позволяет считать их весьма достоверными.

По данным фазового анализа при крупности измельчения 92% класса –74 мкм массовая доля цианируемого золота в бедных и убогих рудах составляет 89,4%, рядовых — 94,7%, в том числе свободного золота соответственно 32,9 и 49,1% (табл. 2). В концентратах фотометрической сепарации, полученных из пробы БУ, доля свободного золота заметно возросла по сравнению с исходной рудой (табл. 3). В то же время, в концентрате фотометрической сепарации рядовых руд доля свободного золота увеличилась в меньшей степени — с 49,1 до 51,8%.

Присутствие в рудах свободного золота вызывало существенные затруднения при определении его содержания в исходных пробах и продуктах сепарации вследствие неравномерного распределения крупных зерен золота при отборе навесок для

## 5. Результаты гравитационного обогащения руд

Наименование продукта	Выход, %	Содержание, г/т		Извлечение, %	
		Au	Ag	Au	Ag
<i>Проба РТ</i>					
«Золотая головка»	0,005	31 946,4	4316,7	45,9	8,4
Золото-сульфидный гравикоцентрат	2,561	46,74	36,4	34,4	36,4
<b>Итого: черновой гравикоцентрат</b>	<b>2,566</b>	<b>108,9</b>	<b>44,7</b>	<b>80,3</b>	<b>44,8</b>
Хвосты гравитации	97,434	0,7	1,45	19,7	55,2
Исходная руда	100,0	3,48	2,56	100,0	100,0
<i>Проба БУ</i>					
«Золотая головка»	0,003	10 200	1360	30,0	5,1
Золото-сульфидный гравикоцентрат	2,096	21,9	11,09	45,0	29,05
<b>Итого: черновой гравикоцентрат</b>	<b>2,099</b>	<b>36,45</b>	<b>13,02</b>	<b>75,0</b>	<b>34,15</b>
Хвосты гравитации	97,901	0,26	0,538	25,0	65,85
Исходная руда	100,0	1,02	0,8	100,0	100,0

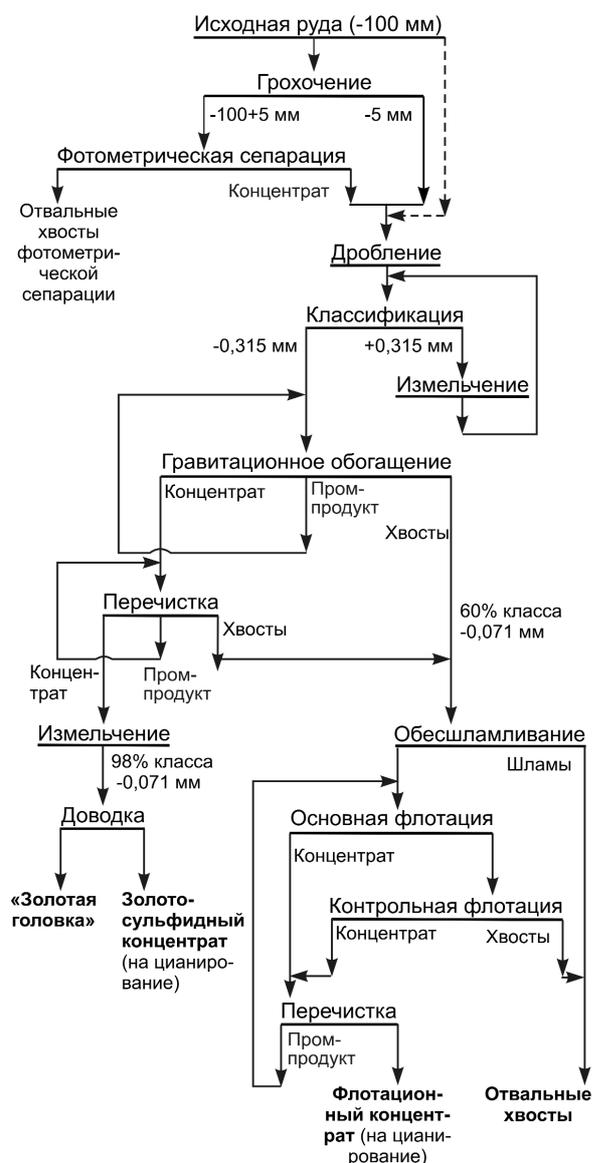


Рис. 1. Комбинированная технологическая схема обогащения руд с предварительной фотометрической сепарацией

пробирного анализа. Для повышения достоверности определения содержания золота проводилась подготовка направляемых на анализ проб методом предварительного гравитационного концентрирования [5] или отсева крупных частиц золота на сите с размером ячейки 0,074 мм [6].

По результатам гранулометрического анализа руд при крупности дробления  $-2$  мм основная часть золота (около 65–70%) сосредоточена в грубозернистых классах крупностью  $-1+0,125$  мм (табл. 4). Углисто-шламовая фракция с размером частиц не более 20 мкм, выход которой составляет 15,5–

19,4%, существенно обеднена и содержит Au 0,26–0,34 г/т, что определяет целесообразность ее удаления с отвальными хвостами в процессе обогащения. Аналогичные данные получены при гранулометрическом анализе концентратов фотометрической сепарации.

В целом результаты изучения вещественного состава руд, показывающие присутствие подавляющей части золота в рудах в свободной форме и в виде сростков, свидетельствуют о возможности достижения высоких показателей его извлечения гравитационными методами. В то же время, часть золота тонко ассоциирована с сульфидными минералами. Это определяет целесообразность применения флотации для обеспечения высоких показателей сквозного извлечения золота из руд и подтверждает сделанный ранее вывод о наибольшей эффективности переработки руд месторождения Сухой Лог по комбинированной технологической схеме, которая включает извлечение золота из руд гравитацией, флотацию хвостов гравитации и цианирование гравитационного и флотационного концентратов.

Концентраты фотометрической сепарации по химическому и минеральному составам, а также технологическим свойствам золота близки к исходным рудам. Это позволяет прогнозировать возможность их переработки по технологической схеме, рекомендованной для исходных руд.

На основании данных изучения вещественного состава и анализа результатов ранее выполненных работ разработана технологическая схема извлечения драгоценных металлов из руд месторождения Сухой Лог, которая в дальнейшем применялась при проведении технологических исследований всех сортов руд и продуктов фотометрической сепарации (рис. 1). Для оптимизации ее основных режимных параметров использовали исходные руды проб РТ и БУ (см. табл. 1).

*Гравитационное обогащение руд.* Гравитационное извлечение золота из исходных руд проводили на навесках массой 10–15 кг в одну стадию на лабораторном концентрационном столе КЦ-30А при крупности измельчения  $-0,315$  мм (60% класса  $-0,074$  мм). Полученные результаты говорят о высокой эффективности гравитации руд обоих сортов (табл. 5). Высокая степень вскрытия золота и золото-содержащих сульфидов обеспечивается при относительно грубом помоле. Извлечение золота в черновой гравикоцентрат из рядовой руды составляет 80,3%, а из смеси бедных и убогих руд — 75%.

Доводку черновых гравикоцентратов производили после доизмельчения концентрата до крупности 98% класса  $-0,071$  мм, позволяющей раскрыть частицы свободного золота, заключенного в суль-

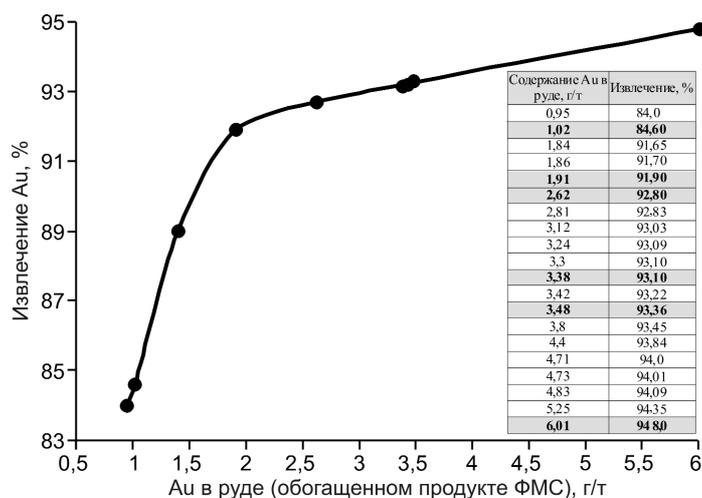


Рис. 2. Зависимость извлечения золота от его содержания в руде

### 6. Влияние обесшламливания хвостов гравитации на показатели флотации (крупность хвостов гравитации 60% класса –0,071 мм)

Наименование продукта	Золотосульфидная флотация						Расход реагентов, г/т от исходной руды	
	без обесшламливания			после обесшламливания				
	Выход, %	Содержание Au, г/т	Извлечение Au, %	Выход, %	Содержание Au, г/т	Извлечение Au, %		
<i>Рядовая руда (проба РТ<sub>ср</sub>)</i>								
Шламы	–	–	–	25,6	0,17	6,2	Медный купорос 100, бутиловый ксантогенат 100, Т-80 60	
Пески	–	–	–	74,4	0,88	93,8		
<b>Итого: хвосты гравитации</b>	<b>100,0</b>	<b>0,7</b>	<b>100,0</b>	<b>100,0</b>	<b>0,7</b>	<b>100,0</b>		
Флотоконцентрат	14,5	3,65	75,6	10,8	5,29	81,6		
Хвосты флотации	85,5	0,2	24,4	63,6	0,134	12,2		
<b>Итого: питание флотации</b>	<b>100,0</b>	<b>0,7</b>	<b>100</b>	<b>74,4</b>	<b>0,88</b>	<b>93,8</b>		
<i>Смесь убогих и бедных руд (проба БУ)</i>								
Шламы	–	–	–	24,2	0,1	9,3		
Пески	–	–	–	75,8	0,311	90,7		
<b>Итого: хвосты гравитации</b>	<b>100</b>	<b>0,26</b>	<b>100</b>	<b>100,0</b>	<b>0,26</b>	<b>100,0</b>		
Флотоконцентрат	9,9	1,35	51,4	6,0	2,42	55,8		
Хвосты флотации	90,1	0,14	48,6	69,8	0,13	34,9		
<b>Итого: питание флотации</b>	<b>100,0</b>	<b>0,26</b>	<b>100,0</b>	<b>75,8</b>	<b>0,311</b>	<b>90,7</b>		

### 7. Влияние крупности помола хвостов гравитации на показатели флотации

Наименование продукта	Содержание класса –0,071 мм, %						Расход реагентов, г/т от исходной руды	
	60			65				
	Выход, %	Содержание Au, г/т	Извлечение Au, %	Выход, %	Содержание Au, г/т	Извлечение Au, %		
<i>Рядовая руда (проба РТ<sub>ср</sub>)</i>								
Флотоконцентрат	10,8	5,29	81,6	11,2	5,11	81,8	Медный купорос 100, бутиловый ксантогенат 100, Т-80 60	
Шламы	25,6	0,17	6,2	25,2	0,167	6,0		
Хвосты флотации	63,6	0,134	12,2	63,6	0,134	12,2		
<b>Итого: хвосты гравитации</b>	<b>100,0</b>	<b>0,7</b>	<b>100,0</b>	<b>100,0</b>	<b>0,7</b>	<b>100,0</b>		
<i>Смесь убогих и бедных руд (проба БУ)</i>								
Флотоконцентрат	6,0	2,42	55,8	6,1	2,38	55,8		
Шламы	24,2	0,1	9,3	25,0	0,1	9,6		
Хвосты флотации	69,8	0,13	34,9	68,9	0,13	34,6		
<b>Итого: хвосты гравитации</b>	<b>100,0</b>	<b>0,26</b>	<b>100,0</b>	<b>100,0</b>	<b>0,26</b>	<b>100,0</b>		

## 8. Результаты флотации хвостов гравитации руд в замкнутом цикле

Наименование продукта	Выход, %		Содержание, г/т		Извлечение, %			
	в операции	от руды	Au	Ag	в операции		от руды	
					Au	Ag	Au	Ag
<i>Проба РТ</i>								
Флотоконцентрат	4,32	4,209	13,06	9,9	80,0	29,5	15,8	16,3
Хвосты отвальные	95,68	93,225	0,15	1,07	20,0	70,5	3,9	38,9
В том числе шламы	25,01	24,368	0,157				1,1	
Хвосты флотации	70,67	68,857	0,14				2,8	
<b>Итого: хвосты гравитации</b>	<b>100,0</b>	<b>97,434</b>	<b>0,7</b>	<b>1,45</b>	<b>100,0</b>	<b>100,0</b>	<b>19,7</b>	<b>55,2</b>
<i>Проба БУ</i>								
Флотоконцентрат	2,48	2,427	5,65	3,96	53,9	18,25	13,4	12,7
Хвосты отвальные	97,52	95,474	0,124	0,448	46,1	81,15	11,6	53,15
В том числе шламы	24,4	23,89	0,132		12,4		3,1	
Хвосты флотации	73,12	71,584	0,12		33,7		8,5	
<b>Итого: хвосты гравитации</b>	<b>100,0</b>	<b>97,901</b>	<b>0,26</b>	<b>0,538</b>	<b>100,0</b>	<b>100,0</b>	<b>25,0</b>	<b>65,85</b>

фидных минералах, и получить «золотую головку». Одновременно обеспечивается получение золото-сульфидного концентрата оптимальной крупности для последующего сорбционного цианирования.

Извлечение золота в богатую «золотую головку» для выплавки сплава Доре составило из рядовой руды 45,9%, из смеси бедных и убогих руд — 30,0%. В золото-сульфидные гравиконоцентраты извлекается соответственно 34 и 45% Au, в хвостах гравитации остается 19,7–25% Au от его общего содержания в руде. Это золото преимущественно тонко ассоциировано с пиритом и может быть извлечено флотацией.

*Флотация хвостов гравитации.* При изучении распределения золота по классам крупности издробленных руд (см. табл. 4) установлено низкое со-

держание золота в шламисто-углистой фракции. Эксперименты по флотации обесшламленных хвостов гравитации подтвердили целесообразность предварительного удаления шламовой фракции крупностью –0,02 мм (табл. 6). Содержание золота в шламах идентично таковому в хвостах флотации, и они могут быть направлены в отвал без значительных потерь золота. В то же время, объем поступающего на флотацию материала сокращается в среднем на 25% при повышении извлечения золота во флотоконцентрат на 4–6%, снижении его вы-

## 9. Показатели обогащения рядовой руды (проба РТ) по технологической схеме, включающей гравитацию и флотацию хвостов гравитации

Наименование продукта	Выход, %	Содержание, г/т		Извлечение, %	
		Au	Ag	Au	Ag
<i>Гравитационное обогащение</i>					
«Золотая головка»	0,005	31 946,4	4316,4	45,9	8,4
Золото-сульфидный гравиконоцентрат	2,561	46,74	36,4	34,4	36,4
Хвосты гравитации	97,434	0,7	1,45	19,7	55,2
<b>Итого: исходная руда</b>	<b>100,0</b>	<b>3,48</b>	<b>2,56</b>	<b>100,0</b>	<b>100,0</b>
<i>Флотация хвостов гравитации</i>					
Флотоконцентрат	4,209	13,06	9,9	15,8	16,3
Хвосты флотации (включая шламы)	93,225	0,15	1,07	3,9	38,9
<b>Итого: хвосты гравитации</b>	<b>97,434</b>	<b>0,7</b>	<b>1,45</b>	<b>19,7</b>	<b>55,2</b>
Объединенный золото-сульфидный концентрат	6,77	25,8	19,93	50,2	52,7
Суммарное технологическое извлечение по схеме				96,1	61,1

## 10. Показатели обогащения смеси убогих и бедных руд (проба БУ) по технологической схеме, включающей гравитацию и флотацию хвостов гравитации

Наименование продукта	Выход, %	Содержание, г/т		Извлечение, %	
		Au	Ag	Au	Ag
<i>Гравитационное обогащение</i>					
«Золотая головка»	0,003	10 200	1360	30,0	5,1
Золото-сульфидный гравиконоцентрат	2,096	21,9	11,09	45,0	29,05
Хвосты гравитации	97,901	0,26	0,538	25,0	65,85
<b>Итого: исходная руда</b>	<b>100,0</b>	<b>1,02</b>	<b>0,8</b>	<b>100,0</b>	<b>100,0</b>
<i>Флотация хвостов гравитации</i>					
Флотоконцентрат	2,427	5,65	3,96	13,4	12,0
Хвосты флотации (включая шламы)	95,474	0,124	0,451	11,6	53,85
<b>Итого: хвосты гравитации</b>	<b>97,901</b>	<b>0,26</b>	<b>0,538</b>	<b>25,0</b>	<b>65,85</b>
Объединенный золото-сульфидный флотоконцентрат	4,523	13,17	7,3	58,4	41,05
Суммарное технологическое извлечение по схеме				88,4	46,15

## 11. Результаты цианирования золото-сульфидных концентратов

Продолжительность цианирования, ч	Расход NaCN, кг/т концентрата	Концентрация NaCN, %	Расход СаО, кг/т	Дозировка смолы АМ-2Б, % от твердого	Содержание, г/т				Извлечение, %				Крутость измельчения, % класса са -0,071 мм
					исходное		в хвостах цианирования		в операции		от исходной руды		
					Au	Ag	Au	Ag	Au	Ag	Au	Ag	
<b>Рядовая руда (проба РТ-р)</b>													
<i>Золото-сульфидный гравиоцентрират</i>													
24	4,2	0,1	4,3	Нет	46,74	36,4	3,27		93,0		32,0		88
24	4,2	0,1	4,3	5,0	46,74	36,4	1,26		97,3		33,5		88
30	4,2	0,1	4,3	5,0	46,74	36,4	1,0		97,9		33,7		88
24	4,2	0,1	4,3	5,0	46,74	36,4	0,63	3,6	98,6	90,1	33,9	32,8	98
<i>Флотоцентрират</i>													
24	3,5	0,1	4,0	5,0	13,06	9,9	1,07		91,8		14,5		75
24	3,5	0,1	4,0	8,0	13,06	9,9	1,16		91,1		14,4		75
<i>Объединенный золото-сульфидный гравио- и флотоцентрират</i>													
18	4,0	0,1	4,5	5,0	25,8	19,93	1,0		95,0		47,7		98,0
24	4,0	0,1	4,5	5,0	25,8	19,93	0,9	2,0	96,5	90	48,4	47,52	98,0
30	4,0	0,1	4,5	5,0	25,8	19,93	0,8		96,9		48,6		98,0
24	4,0	0,1	4,5	8,0	25,8	19,93	0,8		96,9		48,6		98,0
<b>Смесь убогих и бедных руд (проба БТ)</b>													
<i>Золото-сульфидный гравиоцентрират</i>													
24	4,0	0,1	4,0	5,0	21,9	11,09	0,8		96,35		43,4		88
30	4,0	0,1	4,0	5,0	21,9	11,09	0,77		96,5		43,4		88
18	4,0	0,1	4,0	5,0	21,9	11,09	0,72		96,7		43,5		98
24	4,0	0,1	4,0	5,0	21,9	11,09	0,59	2,4	97,3	78,4	43,8	22,8	98
30	4,0	0,1	4,0	5,0	21,9	11,09	0,57		97,4		43,8		98
<i>Флотоцентрират</i>													
24	3,8	0,1	4,0	5,0	5,65	3,96	0,58	1,2	89,7	69,7	12,0	8,4	75
<i>Объединенный золото-сульфидный гравио- и флотоцентрират</i>													
24	4,0	0,1	4,5	5,0	13,17	7,26	0,65	1,91	95,06	73,7	55,5	30,25	98
24	4,0	0,1	4,5	8,0	13,17	7,26	0,6	1,9	95,4	73,8	55,7	30,29	98

### 12. Показатели переработки рядовой руды (проба РТ<sub>ср</sub>) по комбинированной технологической схеме

Наименование продукта	Выход, %	Содержание, г/т		Извлечение, %	
		Au	Ag	Au	Ag
<i>Обогащение руды</i>					
«Золотая головка»	0,005	31 946,4	4316,7	45,9	8,4
Гравитационно-флотационный золото-сульфидный концентрат	6,77	25,8	19,93	50,2	52,7
Хвосты флотации (включая шламы)	93,225	0,15	1,07	3,9	38,9
<b>Исходная руда</b>	<b>100,0</b>	<b>3,48</b>	<b>2,56</b>	<b>100,0</b>	<b>100,0</b>
<i>Сорбционное цианирование золото-сульфидного концентрата</i>					
Извлечено на смолу		24,9	15,58	48,4	41,2
Хвосты цианирования	6,77	0,9	4,35	1,8	11,5
<b>Суммарное технологическое извлечение в «золотую головку» и на смолу</b>				<b>94,3</b>	<b>49,6</b>

хода почти на 4% и увеличении содержания в 1,4–1,8 раза (см. табл. 6).

Все опыты по флотации хвостов гравитации проводили на материале исходной крупности — 60% класса –0,071 мм. Экспериментами по флотации доизмельченных до 65% этого класса хвостов гравитации установлено, что показатели извлечения золота во флотационный концентрат при доизмельчении не изменяются (табл. 7). В связи с этим отпадает необходимость доизмельчения полученных при гравитации хвостов, что упрощает общую технологическую схему обогащения руд.

При проведении флотации использовали традиционные для руд золота реагенты — бутиловый ксантогенат и медный купорос. Определение расхода флотационных реагентов показало, что оптимальный расход ксантогената составляет 90–100 г/т, медного купороса — 120 г/т.

На завершающей стадии флотационных испытаний поставлена серия опытов в оптимальном режиме по замкнутой схеме из пяти навесок с заворотом промпродуктов перечисток черновых концентратов в операцию основной флотации, что моделирует промышленную схему флотации хвостов гравитационного обогащения руды.

В соответствии с полученными результатами из хвостов гравитации рядовых руд во флотационный концентрат извлекается 15,8% Au от его содержания в исходной руде, а из хвостов гравитации смеси бедных и убогих руд — 13,4% (табл. 8). Содержание Au в отвальных хвостах флотации весьма низкое 0,12–0,15 г/т.

### 13. Показатели переработки смеси убогих и бедных руд (проба БУ) по комбинированной технологической схеме

Наименование продукта	Выход, %	Содержание, г/т		Извлечение, %	
		Au	Ag	Au	Ag
<i>Обогащение руды</i>					
«Золотая головка»	0,003	10 200	1360	30,0	5,1
Хвосты флотации (включая шламы)	95,474	0,124	0,451	11,6	53,85
Гравитационно-флотационный золото-сульфидный концентрат	4,523	13,17	7,26	58,4	41,05
<b>Исходная руда</b>	<b>100,0</b>	<b>1,02</b>	<b>0,8</b>	<b>100,0</b>	<b>100,0</b>
<i>Сорбционное цианирование золото-сульфидного концентрата</i>					
Извлечено на смолу		12,52	5,35	55,5	30,25
Хвосты цианирования	4,523	0,65	1,91	2,9	10,8
<b>Суммарное технологическое извлечение в «золотую головку» и на смолу</b>				<b>85,5</b>	<b>35,35</b>

Итоговые показатели обогащения рядовых и смеси бедных и убогих руд по гравитационно-флотационной схеме приведены в табл. 9 и 10. Как видно из приведенных данных, гравитационно-флотационная схема позволяет получить высокие показатели обогащения руд. Суммарное технологическое извлечение золота из рядовых руд составляет 96,1%, в том числе в богатую «золотую головку» 45,9%, в золото-сульфидный гравитационно-флотационный концентрат 50,2%. Из смеси бедных и убогих руд суммарное извлечение золота составляет 88,4%, в том числе в «золотую головку» 30%, в золото-сульфидный гравитационно-флотационный концентрат 58,4%. Содержание золота и серебра в «золотой головке», полученной при гравитации рядовой руды, составляет 36,26 кг/т, а руды пробы БУ — 11,56 кг/т. Последующее извлечение золота из «золотой головки» может осуществляться плавкой на золото-серебряный сплав (сплав Доре).

*Цианирование гравитационно-флотационных концентратов.* Химические составы золото-сульфидных гравитационно-флотационных концентратов, полученных из рядовых и из смеси убогих и бедных руд, близки между собой за исключением содержания Au — 13,17 и 25,80 г/т. Содержание S в концентратах 23%, Fe 24–25%. Как и в рудах, вредной примесью является C<sub>орг</sub> при содержании 2,64–2,83%, что определяет необходимость применения сорбционных технологий для получения высоких показателей извлечения золота.

Цианирование проводили с использованием ионообменной смолы АМ-2Б после доизмельчения

**14. Показатели переработки рядовой руды (проба РТ) по комбинированной технологической схеме с предварительной фотометрической сепарацией**

Наименование продукта	Выход, %	Содержание, г/т		Извлечение, % от содержания в исходной руде	
		Au	Ag	Au	Ag
<i>Фотометрическая сепарация руды</i>					
Концентрат фотометрической сепарации	53,42	5,82	3,84	93,95	82,00
Хвосты фотометрической сепарации	46,58	0,43	0,96	6,05	18,00
<b>Итого: исходная руда</b>	<b>100,00</b>	<b>3,31</b>	<b>2,50</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>
<i>Обогащение концентрата фотометрической сепарации по гравитационно-флотационной схеме</i>					
«Золотая головка»	0,0023	60 230,0	6513,0	43,67	5,99
Гравитационно-флотационный золото-сульфидный концентрат	5,2977	30,05	18,04	48,10	38,24
Хвосты флотации (включая шламы)	48,12	0,15	1,96	2,18	37,77
<i>Сорбционное цианирование гравитационно-флотационного золото-сульфидного концентрата</i>					
Извлечено на смолу				46,42	34,41
Хвосты цианирования	5,2977	0,66	1,80	1,05	3,83
<b>Суммарное технологическое извлечение в «золотую головку» и на смолу</b>				<b>90,09</b>	<b>40,40</b>

концентратов до крупности 95–98% класса –0,071 мм. Опыты по цианированию выполнены как на отдельных гравитационных и флотационных концентратах, так и на их смеси в пропорциональном соотношении выходам, полученным при обогащении руд. Плотность пульпы при цианировании (содержание твердого) составляла 40–45%, значение pH в пределах 10,5–11 поддерживали известью.

Результаты опытов по цианированию концентратов различной крупности и переменной продолжительности процесса свидетельствуют о том, что процесс сорбционного выщелачивания золота из концентратов протекает весьма эффективно. При продолжительности выщелачивания 24 ч извлечение золота на смолу достигает 97%, из более бедных флотоконцентратов — 90–91%. Из объединенных золото-сульфидных гравито-флотоконцентратов в оптимальных условиях сорбционного процесса извлекается 95–96,9% Au при содержании его в хвостах 0,65–1 г/т. Результаты цианирования золото-сульфидных концентратов приведены в табл. 11.

**15. Показатели переработки смеси бедных и убогих руд по комбинированной технологической схеме с предварительной фотометрической сепарацией**

Наименование продукта	Выход, %	Содержание, г/т		Извлечение, % от содержания в исходной руде	
		Au	Ag	Au	Ag
<i>Фотометрическая сепарация руды</i>					
Концентрат фотометрической сепарации	30,22	2,77	1,61	82,22	60,75
Хвосты фотометрической сепарации	69,78	0,26	0,45	17,78	39,25
<b>Итого: исходная руда</b>	<b>100,00</b>	<b>1,02</b>	<b>0,8</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>
<i>Обогащение концентрата фотометрической сепарации по гравитационно-флотационной схеме</i>					
«Золотая головка»	0,0014	27816,8	3325,7	38,18	5,82
Золото-сульфидный гравито-концентрат	2,69	15,37	9,57	40,53	32,18
Хвосты флотации (включая шламы)	27,5286	0,13	0,81	3,51	22,75
<i>Сорбционное цианирование гравитационно-флотационного золото-сульфидного концентрата</i>					
Извлечено на смолу				39,43	22,26
Хвосты цианирования	2,69	0,53	2,95	1,40	9,92
<b>Суммарное технологическое извлечение в «золотую головку» и на смолу</b>				<b>77,31</b>	<b>28,08</b>

На основании полученных результатов рекомендованы режимные параметры сорбционного цианирования объединенных гравитационно-флотационных концентратов: крупность измельчения — 95–98% класса –0,071 мм; плотность пульпы — 40–45% тв.; концентрация в растворе NaCN — 0,07–0,1%; концентрация в растворе CaO — 0,02% (pH=10,5–11); загрузка смолы AM-2Б — 5% об.; продолжительность выщелачивания — 24 ч; расход цианида (100% акт.) — 4 кг/т концентрата, извести (100% CaO) — 4,5 кг/т.

В рекомендованных оптимальных режимах осуществлено обогащение исходных руд и продуктов их фотометрической сепарации по приведенной на рис. 1 технологической схеме.

В соответствии с полученными данными руды месторождения Сухой Лог можно отнести к категории легкообогатимых. Рекомендуемая технологическая схема обеспечивает высокие показатели извлечения золота как из исходных руд, так и концентратов фотометрической сепарации (табл. 12–16). Содержание золота в отвальных хвостах флотации

**16. Показатели переработки убогих руд по комбинированной технологической схеме с предварительной фотометрической сепарацией**

Наименование продукта	Выход, %	Содержание, г/т		Извлечение, % от содержания в исходной руде	
		Au	Ag	Au	Ag
<i>Фотометрическая сепарация руды</i>					
Концентрат фотометрической сепарации	30,88	1,58	1,05	76,24	53,92
Хвосты фотометрической сепарации	69,12	0,22	0,4	23,76	46,08
<b>Итого: исходная руда</b>	<b>100,00</b>	<b>0,64</b>	<b>0,6</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>
<i>Обогащение концентрата фотометрической сепарации по гравитационно-флотационной схеме</i>					
«Золотая головка»	0,002	6691,20	309,0	20,91	1,03
Гравитационно-флотационный золото-сульфидный концентрат	2,35	13,85	6,19	50,88	29,12
Хвосты флотации (включая шламы)	28,528	0,10	0,5	4,45	23,77
<i>Сорбционное цианирование гравитационно-флотационного золото-сульфидного концентрата</i>					
Извлечено на смолу				48,33	21,26
Хвосты цианирования	2,35	0,69	2,14	2,55	7,86
<b>Суммарное технологическое извлечение в «золотую головку» и на смолу</b>				<b>69,24</b>	<b>22,29</b>

низкое и не превышает 0,15 г/т. Хвосты сорбционного цианирования золото-сульфидных концентратов также характеризуются низким содержанием Au 0,53–0,90 г/т. В результате обеспечиваются высокие показатели извлечения золота: из рядовой руды — 94,3%, из смеси рядовых и бедных руд — 85,5% (см. табл. 12–13). С учетом результатов исследований по обогащению руд и продуктов фотометрической сепарации с различным содержанием золота определена зависимость его извлечения от содержания в руде для выполнения расчетов по вариантам добычи руды (рис. 2).

Предварительная фотометрическая сепарация позволила выделить отвальные хвосты с содержанием Au 0,26–0,43 г/т (см. табл. 14–16) и увеличить содержание золота в поступающей на глубокое обогащение руде в 1,7–2,5 раза. Потери металла с хвостами фотометрической сепарации рядовых, бедных и убогих руд составили соответственно 6,08, 17,78 и 23,76%. При этом объемы поступающей на переработку руды сократились на 46,58, 69,12, 69,78%. Значительное сокращение объемов поступающего на измельчение и последующее глубокое обогащение сырья обуславливает целесообразность включения фотометрической сепарации в технологическую схему переработки руд месторождения, несмотря на некоторое снижение общего извлечения золота. В наибольшей степени это касается бедных и убогих руд, вовлечение в эксплуатацию которых без предварительного обогащения неэффективно.

**СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ**

1. Дистлер В.В., Юдовская М.А., Развозжаева Э.А. Новые данные по платиновой минерализации золотосодержащих руд месторождения Сухой Лог (Ленский золоторудный район, Россия) // Докл. РАН. 2003. Т. 393. № 4.
2. Курский А.Н., Витоженец Н.Ч., Мандругин А.В., Пучкова Т.В. Проблема аналитического определения металлов платиновой группы в рудах черносланцевых комплексов // Платина России. М., 1995. С. 159–174.
3. Мигачев И.Ф., Карпенко И.А., Петраш Н.Г. Об актуальности и основных аспектах глубокой переоценки крупных и уникальных рудных месторождений // Руды и металлы. 2008. № 2. С. 5–10.
4. Митькин В.Б. Обзор проблем и достижений при анализе платиновых металлов в золоторудных материалах черносланцевых месторождений // Золоторудные месторождения Востока России. (Тр. 3-го Всероссийского симпозиума). Магадан, 2006. С. 103–139.
5. Технология и технические средства для извлечения свободного золота из проб золотосодержащих руд / А.И.Романчук, А.И.Никулин, В.В.Жарков, В.В.Коблов // Горный журнал. 2003. № 12. С. 79–83.
6. ОСТ 48-276-86. Руды и концентраты цветных металлов с попутным содержанием благородных металлов. Отбор и подготовка проб для определения содержания благородных металлов и влаги.

### ПАМЯТИ СЕРГЕЯ СЕРГЕЕВИЧА БОНДАРЕНКО

6 января 2009 г. скончался **Сергей Сергеевич Бондаренко** — заведующий кафедрой геологии и гидрогеологии Московского государственного открытого университета, доктор геолого-минералогических наук, профессор, президент Международной академии минеральных ресурсов, известный специалист в области гидрогеологии и оценки вод глубоких структурных горизонтов.

С 1995 г. и до последнего времени С.С.Бондаренко возглавлял Международную академию минеральных ресурсов, созданную по его инициативе и имеющую в своем составе региональные отделения во всех горнодобывающих регионах России, в СНГ и некоторых зарубежных странах.

Производственную, научную и преподавательскую деятельность С.С.Бондаренко начал во МГРИ после обучения в аспирантуре института, потом на протяжении многих лет работал во ВСЕГИНГЕО, где прошел путь от старшего научного сотрудника до заместителя директора по научной работе.

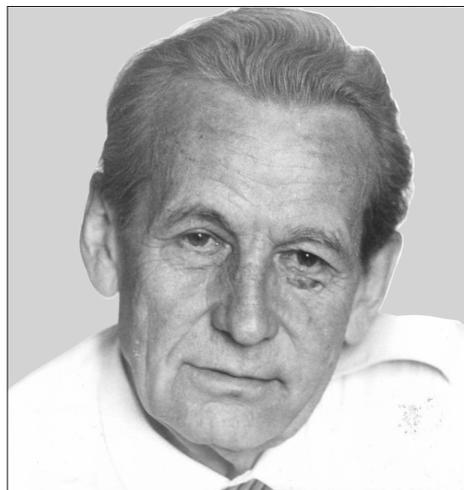
С.С.Бондаренко — основатель и в течение многих лет руководитель нового перспективного научного направления, связанного с изучением и оценкой глубоких горизонтов подземных вод (в том числе попутных вод нефтяных и газовых месторождений) в качестве минерального сырья для добычи рассеянных элементов, редких металлов и минеральных солей (I, Br, Li, Ce, Rb, Sr, B, а также галита, карналлита и др.). Разработанные им научные основы, принципы и методики поисково-разведочных работ, регионального изучения и картирования месторождений широко используются научными и региональными геологическими организациями при решении фундаментальных вопросов теоретической гидрогеологии глубоких структурных горизонтов, при разведке и геолого-экономической оценке эксплуатационных запасов месторождений гидроминерального сырья. Они положены в основу составления карт месторождений и оценки запасов промышленных подземных йодобромных и редкометалльных вод СССР м-ба 1:5 000 000 (с врезками по перспективным районам м-ба 1:200 000–1:500 000), а также разведки и освоения этого вида сырья на перспективу.

С.С.Бондаренко руководил Научно-редакционным советом по государственному гидрогеологическому и инженерно-геологическому картированию территории страны, был членом ряда научных и учебно-методических советов, членом экспертного технического совета ГКЗ Российской Федерации. Среди его учеников 30 кандидатов и 20 докторов геолого-минералогических наук.

С.С.Бондаренко — автор более 160 научных работ, 125 из которых опубликованы в открытой печати, в том числе монографии «Изыскания и оценка запасов подземных промышленных вод», «Подземные промышленные воды», «Методы изучения и оценка ресурсов глубоких подземных вод», «Геолого-экономическая оценка месторождений подземных промышленных вод», «Минеральные воды СССР» (Справочник).

За заслуги перед отечественной геологией С.С.Бондаренко отмечен медалями «За доблестный труд», «Ветеран труда», «За заслуги в разведке недр», межотраслевым знаком «Горняцкая слава III степени». Удостоен званий «Почетный разведчик недр», «Почетный работник высшего профессионального образования».

Преданность Сергея Сергеевича делу, которому он служил, целеустремленность, большое трудолюбие и доброжелательность снискали ему глубокое уважение всех, кому довелось с ним работать и общаться. Светлая память о Сергее Сергеевиче Бондаренко сохранится в сердцах коллег и друзей.



*Международная академия минеральных ресурсов  
Ученый совет Московского государственного открытого университета  
Ученый совет ВСЕГИНГЕО  
Ученый совет ЦНИГРИ*

*Редколлегия журнала*

### ПАМЯТИ АНАТОЛИЯ ДМИТРИЕВИЧА ФЕДИНА

26 января 2009 г. ушел из жизни **Анатолий Дмитриевич Федин** — заместитель генерального директора, главный геолог ФГУНПП «Росгеолфонд», член-корреспондент МАМР.

А.Д.Федин родился 24 ноября 1940 г. в с. Белая Глина Краснодарского края. Вся его жизнь была связана с геологией, которой он был беспрдельно предан и в которой стал крупнейшим специалистом всесоюзного и всероссийского масштабов.

После окончания в 1965 г. геологического факультета МГУ работал в экспедициях университета, занимаясь поисками и оценкой перспектив нефтегазоносности районов Дальнего Востока. В результате были выявлены перспективные на нефть и газ структуры и площади на Западной Камчатке, Сахалине, а также шельфе, в последующем подтвержденные детальными геологоразведочными работами.

В 1974 г. А.Д.Федин переведен на работу во Всесоюзный геологический фонд Мингео СССР, а с 1992 г. работал в Российском федеральном геологическом фонде МПР России. Им выполнены важные работы по совершенствованию научно-методических и организационных основ формирования и ведения Государственного баланса запасов полезных ископаемых и Государственного кадастра месторождений как основных документов, отражающих результаты геологического изучения недр и воспроизводства минерально-сырьевой базы страны.

Значительный вклад внесен А.Д.Фединым в формирование и развитие в Российской Федерации с 1992 г. единой системы федерального и территориальных фондов геологической информации, обеспечивающей сохранность и эффективное использование уникальных геологических информационных ресурсов и технологий для укрепления минерально-сырьевого потенциала страны в условиях рыночной экономики.

А.Д.Федин участвовал в разработке Закона РФ «О недрах», а также ряда нормативных правовых и инструктивно-методических документов, определяющих деятельность Российского федерального и территориальных фондов геологической информации.

Он — автор более 25 научных работ, включая изобретения, составитель и редактор ряда выпусков баланса, член рабочей группы по подготовке государственного доклада МПР России «О состоянии минерально-сырьевой базы Российской Федерации».

В 1994–2001 гг. А.Д.Фединым выполнен ряд важных работ по созданию и совершенствованию нормативной и методической базы в системе федерального и территориальных фондов геологической информации МПР России применительно к современным рыночным отношениям в недропользовании, а также внедрению передовых информационных технологий в деятельности фондов.

Он — один из основных разработчиков новой редакции «Методического руководства и Инструкции по ведению Государственного кадастра месторождений полезных ископаемых Российской Федерации», построенного на единых принципах федеральной информационной системы, и унифицированного паспорта объектов учета нового кадастра. Был непосредственным участником разработок новых нормативно-правовых документов, связанных с вопросами недропользования.

А.Д.Федин награжден медалями «Ветеран труда», «В память 850-летия Москвы», Почетными грамотами Мингео СССР и Росгеолфонда, удостоен званий «Почетный разведчик недр», «Отличник разведки недр».

Глубокое уважение в коллективе снискали его высокие личные качества — неизменное внимание и работа о сотрудниках, сердечная отзывчивость, скромность, принципиальность, щедрость души и сердца.

Искренне соболезнуем родным и близким Анатолия Дмитриевича. Светлая память о нем навсегда останется в наших сердцах.



*Администрация ФГУНПП «Росгеолфонд»  
Ученый совет ЦНИГРИ  
Редколлегия журнала*

# КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

---

УДК 553.41

© А.И.Образцов, 2009

## О ТИПИЧНОСТИ И УНИКАЛЬНОСТИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ (НА ПРИМЕРЕ ЗОЛОТОРУДНЫХ ОБЪЕКТОВ СРЕДНЕЙ АЗИИ)

А.И.Образцов (Тульский государственный университет)

Рудные месторождения, сложные природные системы, продукты длительного нелинейного развития, несут в себе как черты общности, похожести на аналогичные объекты, так и неповторимости, уникальности. К выводу об уникальности автор пришел после многолетнего изучения Терексай-Терекканского рудного поля в Киргизии (1962–1972 гг.) и Мурунтауского в Узбекистане (1973–2002 гг.). Детальность и глубина понимания, сами представления о месторождении изменяются и проходят несколько этапов (А.И.Образцов, 2001).

На первом этапе, ознакомительном, на основе пространственного положения и вещественно-минералогического состава наблюдаемой части месторождения формируется представление о предполагаемом генетическом типе. Недостаток знания геолог компенсирует информацией об аналогичных, по его мнению, объектах. На втором этапе, в процессе разведки и подсчета запасов, формируется представление о структуре, морфологии месторождения, знание обогащается данными о конкретных чертах рудных тел и зон, количестве и качестве запасов. Третий этап обычно совпадает с эксплуатацией. С ним связано прояснение закономерностей и характера распределения руд. В этот период решаются вопросы об естественных геологических границах рудных тел разных типов.

На четвертом этапе после всестороннего изучения месторождения, проверки и отбраковки многочисленных гипотез иногда устанавливают геологические факторы, контролирующие отложение и локализацию оруденения, получают ответ на вопрос, почему месторождение формировалось на данном участке, в данных породах и структуре, а не в иных. Анализ показал (А.И.Образцов, 1991), что на многих разведанных и даже отработанных рудных месторождениях вопрос о факторах рудоотложения в явной форме не решается. Обычно ограничиваются ссылкой на изменение термодинамических усло-

вий, узлы пересечения разломов или некие подэкранные позиции. Специалисту ясно, что без решения принципиального вопроса о причине рудоотложения и реальном вещественно-геологическом ее проявлении не может быть ни целенаправленных поисков, ни эффективной разведки. Поэтому выход на уровень расшифровки факторов рудоотложения и его использования можно считать «высшим пилотажем» в геологии.

В дальнейшем геологу могут открыться черты неповторимости, уникальности месторождения. Так, среднее по запасам Терекканское золоторудное месторождение в Чаткальском хребте занимает специфическую геологическую позицию на стыке «многофазного» Зексайского гранитоидного батолита и системы северных разрывов Кассанского грабена. Рудные тела формировались в три этапа. Золотоносные «окварцованные катаклазиты» со свободным золотом (золото-кварцевый тип) обусловлены адсорбцией золота на кварце из гидротерм, сопутствующих развитию позднекаменноугольного гранитного батолита. Линзы смятых золотоносных «пиритизированных сланцев» с мелкодисперсным золотом в сульфидах залегают в кровле межформационных залежей джаспероидов. Образование их, наряду с сурьмяными рудами Терексайского месторождения, связано с гидротермами при дегидратации пермских малых субщелочных интрузий (граносиениты). По условиям залегания, типу сульфидной минерализации и распределению тонкодисперсного золота эти руды аналогичны рудам месторождений группы Карлин в США. Для них характерно осаждение сульфидов и золота в результате химических реакций между гидротермальным и метаморфогенным флюидами из трещиноватых вмещающих пород. На третьем этапе, в позднепермскую эпоху, формирование грабена и многочисленных разрывов сопровождалось базальтовым вулканизмом с отделением гидротерм, которым

обязаны своим происхождением сульфидные (пирит-пирротин-арсенопиритовые) и кварц-сульфидные (золото-сульфидный тип) жилы. Уникальность Терекканского месторождения заключается в многоэтапности образования, проявлении трех генетических и вещественно-минералогических типов руд, занимающих разное пространственное положение в структуре рудного поля.

Уникальность золоторудного месторождения Мурунтау в Центральных Кызылкумах (Узбекистан) состоит не только в масштабе запасов, но и длительности фильтрации золотоносных гидротерм в единой структуре, сложенной метаалевролитами и сланцами бесапанской свиты с многочисленными жилами и прожилками кварца. Состав и строение вмещающих пород определяют морфоструктуру и особенности локализации оруденения, экранирование его малопроницаемыми толщами, формирование рудных столбов и оперяющих их тел. Корневая часть месторождений рудного поля, включая Мютенбай и Триада, располагается на глубине >2 км над проекцией диапирового выступа Шариктинского гранитного батолита. Кора выветривания на месторождении практически не заметна из-за малого содержания сульфидов в рудах и сухого жаркого климата. В период разведки она не была установлена. При эксплуатации в верхней части месторождения, над уровнем грунтовых вод, выявлены крупномасштабный (до 30–50% от разреза к разрезу) вынос золота и преотложение его в зоне цементации. Вторичные скопления в форме пологих залежей, карманов отличаются преобладанием крупного свободного золота и возможностью его эффективного извлечения методом кучного выщелачивания даже при крупнокусковом дроблении (А.И.Образцов, 2001). Расшифровка наиболее существенных черт структуры и условий формирования месторождений позволяет резко повысить эффективность поисково-разведочных работ, вносит значительный вклад в развитие их отработки.

Месторождения полезных ископаемых имеют не только экономическую, но и огромную познавательную ценность. Полученные при их изучении выводы, обнаруженные закономерности и связи углубляют знания о земной коре и планете, позволяют развивать и совершенствовать методы поисков и разведки новых объектов. Некоторые из месторождений, даже будучи отработанными, сохраняются в музеях и коллекциях. Ценнейшие собрания минералов, пород, метеоритов, окаменевших растительных и животных остатков хранятся в музеях Санкт-Петербургского горного, Московского геологоразведочного, Уральского горного институ-

тов (университетов), музею им. Ферсмана и многих других. Эти замечательные коллекции имеют большую эстетическую, культурную и познавательную ценность, но хранящиеся в них образцы «вырваны из тела» породившего их месторождения и поэтому мало отражают его сущность. В этом отношении особое место для изучения и понимания месторождений представляет Федеральный фонд эталонов руд стратегических видов минерального сырья в бывшем Тульском филиале ЦНИГРИ, ныне ОАО «ТулНИГП».

Один из главных инициаторов создания фонда заслуженный геолог РФ Виктор Михайлович Турлычкин до настоящего времени бережет, опекает и пополняет его. Фонд создан на основании приказа Министерства геологии, подписанного В.П.Орловым в 1995 г. при содействии академика Н.П.Лаврова. В отличие от минералогических музеев фонд содержит специально подобранные образцы всех типов руд и вмещающих пород по каждому из представленных месторождений, петрографические шлифы и дубликаты исследованных технологических проб. В нем хранятся и экспонируются для посетителей материалы около 300 месторождений, в том числе 82 золоторудных. Экспонируются материалы по месторождениям всех стран СНГ, в свое время изучавшимся ТулНИГП, — Мурунтау и Алмалык (Узбекистан), Кумтор и Тереккан (Киргизия), Коунрад и Джебказган (Казахстан) и др. Имеются коллекции по различным генетическим и вещественно-минералогическим типам месторождений — золото-кварцевым, золото-колчеданным, медно-порфировым, скарновым, медноколчеданным, медистых песчаников, медно-никелевым, медно-молибденовым и др. Среди них как крупнейшие по запасам (Мурунтау, Сухой Лог, Удоканское), так средние и небольшие.

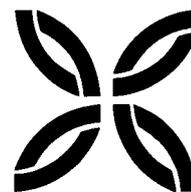
Уникальность собрания фонда, с точки зрения геолога, много лет изучавшего геологию месторождений, состоит в возможности дополнительно и целенаправленно исследовать вещественно-минералогические и геохимические особенности руд и вмещающих пород, окорудные изменения, сопоставить их с аналогичными типами, выявить и проверить связи и закономерности, полезные для поиска, разведки и понимания других месторождений. Поэтому работа с фондом весьма полезна и необходима для студентов, планирующих работать по специальности «геология и разведка месторождений». Руководители геологических факультетов вузов могли бы сами ознакомиться с фондом и направлять в ТулНИГП студентов для закрепления теоретических знаний и развития профессиональных навыков. Знакомство с фондом полезно также моло-

дым специалистам и аспирантам. Уникальное собрание результатов технологических исследований руд позволяет изучить и оценить возможность попутной добычи или извлечения рудных компонентов, сопутствующих основному полезному ископаемому. Эта информация представляет коммерческий интерес для владельцев лицензий на недропользование и, возможно, для организаций, контролирующих полноту отработки.

Месторождения могут служить людям даже после завершения их эксплуатации в качестве по-

лигонов для изучения специалистами, объектов для геологических экскурсий и туризма. Для этого используют сохранные участки карьеров, керны буровых скважин или отдельные горные выработки и даже подборки крупногабаритных образцов в сопровождении необходимой геологической документации. Три уникальности месторождений — геологическая, информационная и познавательно-воспитательная — побуждают относиться к делу разумно, инициативно, по-хозяйски, думать о будущих успехах коллег-геологов.

## ПОЗДРАВЛЯЕМ С ЮБИЛЕЕМ



2 апреля 2009 г. исполнилось 70 лет **Светлане Георгиевне Арцевой** — ведущему инженеру административно-управленческого аппарата ЦНИГРИ.

С.Г.Арцева в 1961 г. окончила геолого-географический факультет Одесского университета и 12 лет преподавала географию в школе. В ЦНИГРИ работает с 1979 г. Занимается организацией учебного процесса с аспирантами и соискателями — подготовкой и сдачей ими кандидатского минимума в ЦНИГРИ, других институтах и вузах. Опираясь на большую педагогическую практику, активизирует работу над диссертациями, а также деятельность научных руководителей и подразделений института по оказанию необходимой помощи аспирантам в проведении исследований. С 1989 г. является техническим секретарем диссертационного совета ВАК при институте.

За время ее работы аспирантуру окончили 147 человек, из которых 70% — сотрудники института. В диссертационном совете ЦНИГРИ защищено 20 докторских и 50 кандидатских диссертаций.

С.Г.Арцева награждена медалями «Ветеран труда» и «300 лет горно-геологической службы».

Трудолюбие, инициативность, высокая организованность и ответственность в выполнении своих обязанностей, доброжелательность и личное обаяние снискали Светлане Георгиевне глубокое уважение сотрудников, руководства института и соискателей.

Поздравляем Светлану Георгиевну с юбилеем, желаем доброго здоровья, благополучия, счастья, успехов в работе.



*Ученый совет ЦНИГРИ  
Редколлегия журнала*

20 февраля 2009 г. исполнилось 80 лет кандидату геолого-минералогических наук, знатоку структур золоторудных месторождений, ветерану ЦНИГРИ **Виктору Федоровичу Лоскутову**.

С 1968 по 1993 гг. он трудился в ЦНИГРИ, пройдя путь от младшего до старшего научного сотрудника. Исследовал золото-серебряные месторождения Казахстана, золоторудные месторождения Амурской области, Закавказья, Северо-Востока России, Забайкалья, Западной Украины. В результате этих работ на месторождениях и рудных полях Архарлы, Токур, Тутхун, Дукаат, Береговское, Балей обоснованы направления геологоразведочных работ по расширению перспектив рудоносности. Многие его рекомендации были подтверждены работами производственных организаций, позволили укрепить и расширить минерально-сырьевую базу отдельных золотоносных районов. В.Ф.Лоскутовым разработаны структурные основы прогноза скрытых золото-серебряных и слабо эродированных золото-кварцевых месторождений Магаданской области. Его научно-производственная деятельность включала и руководство группой специалистов в ходе составления прогнозных металлогенических карт крупных рудных районов. Работал в Республике Мозамбик (загранкомандировка) в качестве консультанта по поискам и разведке золоторудных месторождений.

В.Ф.Лоскутов — автор 10 научных отчетов и 12 опубликованных работ. Находясь на пенсии, он не теряет связи с сотрудниками института и неустанно передает свой богатый опыт молодым исследователям.

Поздравляем Виктора Федоровича с юбилеем, желаем доброго здоровья и благополучия.



*Ученый совет ЦНИГРИ  
Редколлегия журнала*

15 апреля 2009 г. исполняется 75 лет **Владиславу Михайловичу Яновскому** — доктору геолого-минералогических наук, профессору, академику РАЕН, старшему научному сотруднику отдела геологии, методов поисков и экономики месторождений благородных металлов ЦНИГРИ.

После окончания в 1957 г. МГУ им. М.В.Ломоносова В.М.Яновский занимался специализированной геологической съемкой м-ба 1:200 000 на территории Хабаровского края и Якутии от Четвертого геологического управления.

В ЦНИГРИ работает с 1961 г., проводил геологические исследования золоторудных месторождений с выяснением условий формирования промышленного золотого оруденения и разработкой современной научно-методологической основы их прогнозирования, поисков и оценки на Южном Урале, Енисейском крае, Центральной Колыме, в Восточном Казахстане, Ленской золотоносной провинции, Верхне-Амурской области и Якутии. На примере Кочкарского золото-мышьякового месторождения с привлечением палеоструктурного анализа и тектонофизического моделирования им разработана схема образования крупных золоторудных месторождений в структурах блокового типа. В 1968 г. на ее основе защищена кандидатская диссертация.

В Восточном Казахстане (Бакырчик), а затем в Сибири (Токур, Сухой Лог, Советское, Эльдorado, Нежданинское, Наталкинское, Кубака, Кючюс и др.) В.М.Яновский изучал золотоносность черносланцевых толщ. Он обосновал систему признаков промышленно-генетического типа кварцево-сульфидных прожилково-вкрапленных месторождений золота, не выделявшегося ранее в промышленных группировках. Разработал принципы построения и анализа геолого-геофизических моделей золоторудных районов и полей, выделил ведущий поисковый элемент — зоны рудовмещающих дислокаций, контролирурующие размещение золотого оруденения в терригенных комплексах. Обосновал золото-углеродистую рудную формацию в системе формаций и модели гидротермально-метасоматического рудообразования в углеродистой среде. Разработал и внедрил комплекс критериев для поисков и оценки месторождений золота в углеродистых терригенных толщах миогеосинклиналей (1984 г.). Названным направлениям в металлогении благородных металлов посвящена его докторская диссертация (1982 г.).

За цикл работ «Разработка и внедрение прогрессивных методов и технологии прогноза, поисков и оценки месторождений цветных и благородных металлов» коллективу авторов с участием В.М.Яновского в 1987 г. присуждена премия Мингео СССР.

В разные годы В.М.Яновский являлся экспертом ГКЗ СССР, ЦКЗ Мингео РСФСР, Мингео СССР в Народной Демократической Республике Йемен, куратором по рудному золоту Якутии. Регулярно читал лекции по геологии месторождений золота на курсах повышения квалификации при Мингео РСФСР. С 1982 г. в качестве секретаря участвует в работе диссертационных советов ЦНИГРИ.

По результатам многолетних исследований им опубликовано около 200 работ, в том числе монографии «Основы прогнозирования золоторудных месторождений в терригенных комплексах» (1986), «Рудоконтролирующие структуры областей сопряжения платформ и складчатых систем» (1989), «Рудоконтролирующие структуры терригенных миогеосинклиналей» (1990), «Условия формирования и основы прогноза крупных золоторудных месторождений» (1998).

В.М.Яновский — высококвалифицированный специалист, внесший крупный вклад в геологию месторождений золота и совершенствование научно-методологических основ золотой металлогении. В 2000 г. ему было присвоено звание «Отличник разведки недр».

Поздравляем Владислава Михайловича с юбилеем, желаем здоровья, долгих лет жизни, дальнейших творческих успехов.



*Ученый совет ЦНИГРИ  
Редколлегия журнала*