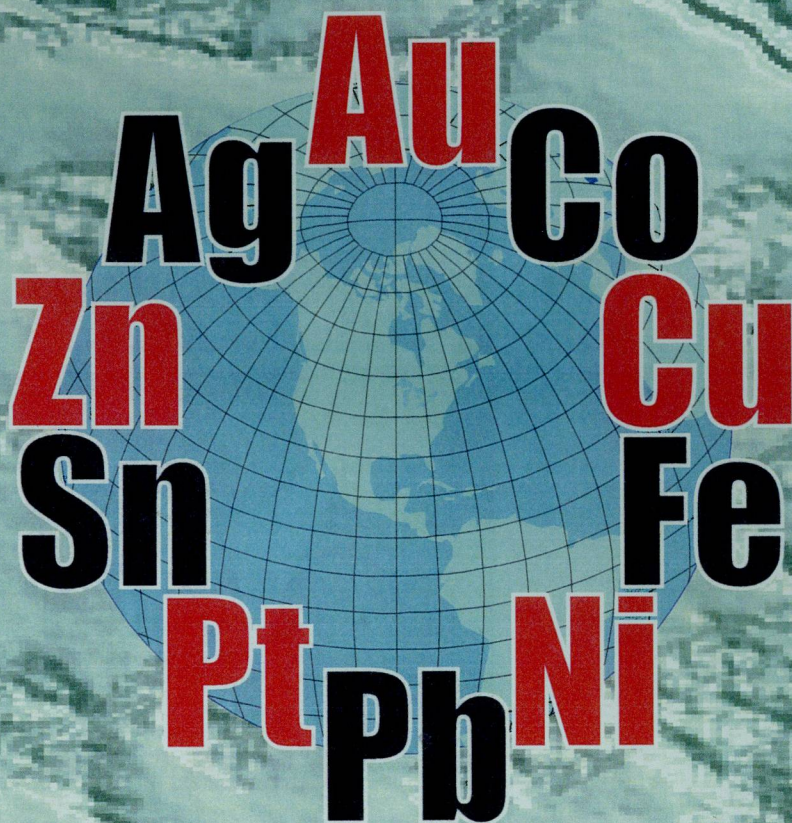


1-й экз.

РУДЫ И МЕТАЛЛЫ



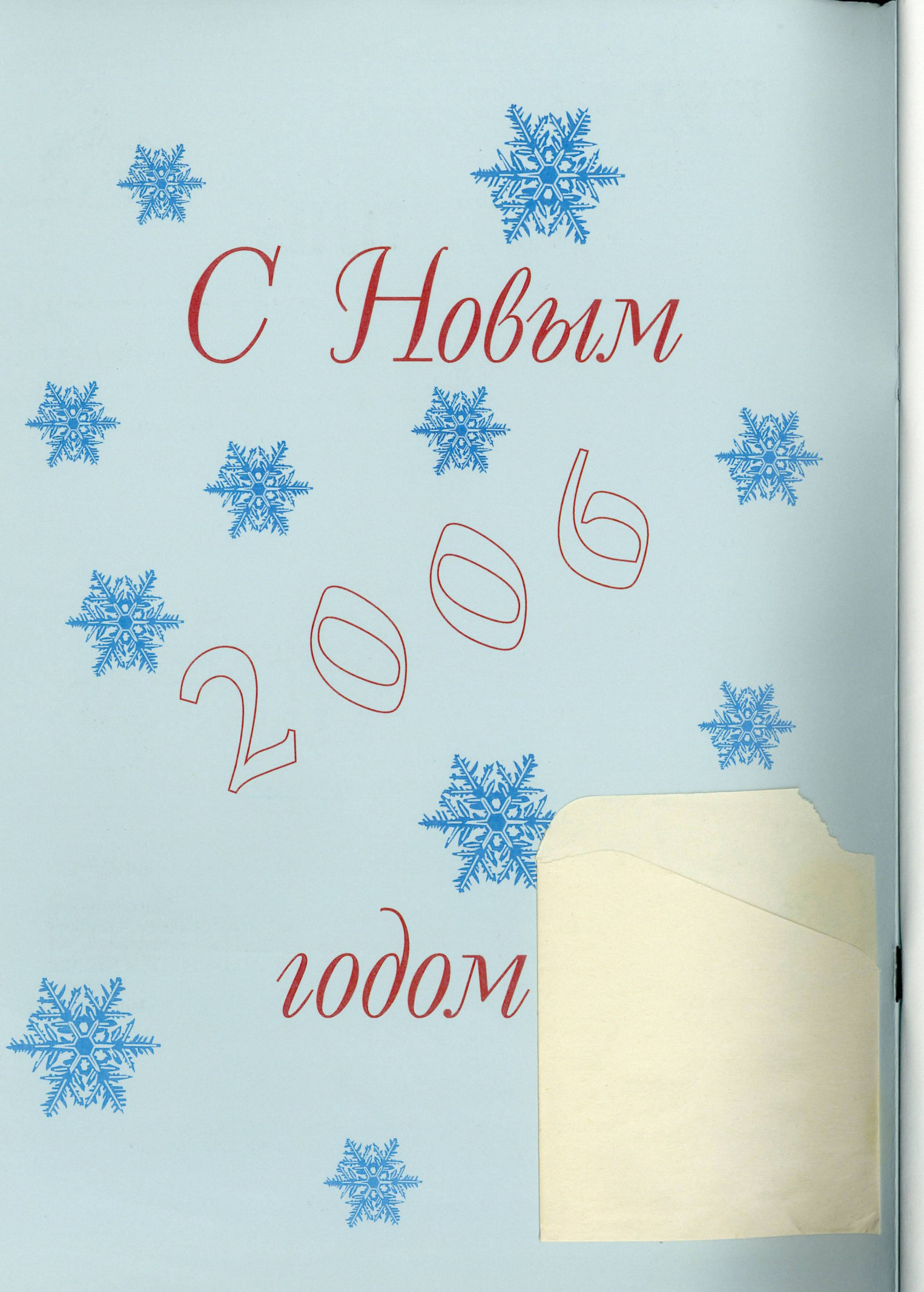
ЦНИИГРИ

Главный редактор
И.Ф.Мигачёв



6/2005

ISSN 0869-5997



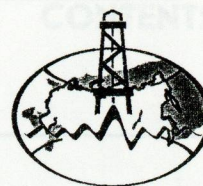
С Новым

2006

годом



РУДЫ И МЕТАЛЛЫ



6/2005

НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

ОСНОВАН В 1992 ГОДУ

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

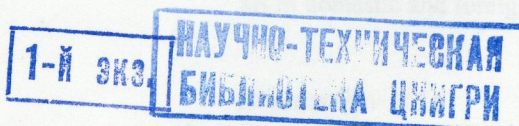
Главный редактор **И.Ф.МИГАЧЕВ**

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



УЧРЕДИТЕЛЬ

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



Издается при участии

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

Москва ЦНИГРИ 2005

Редакция: Н.И.Назарова, Г.В.Вавилова
Компьютерный набор, верстка и оригинал-макет: Г.В.Земскова, Н.И.Назарова

Сдано в набор 15.11.2005 г.
Подписано в печать 15.12.2005 г.
Тираж 400 экз.

Формат 60×88 1/8
Бумага офсетная № 1
Печать офсетная

Адрес редакции: 117545 Москва, Варшавское шоссе, 129«Б», ЦНИГРИ
Телефон: 315-28-47
Факс: 313-18-18
E-mail: tsnigri@tsnigri.ru
Типография ЦНИГРИ: Варшавское шоссе, 129«Б»

Прикладная металлогения

Applied metallogeny

Ваганов В.И.

Проблемы методологии прогнозирования сверх-
крупных коренных месторождений алмазов

5

Vaganov V.I.

Problems of methodology to predict ultralarge
(unique) primary diamond deposits

Ельянова Е.А., Зорина Ю.Г., Углов Б.Д.

Строение и развитие Восточно-Индийского
хребта, Индийский океан

17

Elyanova E.A., Zorina Yu.G., Uglov B.D.

Structure and development of East Indian ridge,
Indian oceanРиндзюнская Н.М., Андреев А.В., Зубова Т.П.,
Гирфанов М.М., Щегольков Ю.В., Николаева Л.А.
Лито-минералогический состав коры вы-
ветривания золоторудного месторождения Но-
вогоднее-Монто, Полярный Урал

34

Rindzyunskaya N.M., Andreyev A.V., Zubova T.P.,
Girfanov M.M., Schegolkov Yu. V., Nikolayeva L.A.
Lithological and mineralogical composition of the
crust of weathering at Novogodneye Monto gold
deposit, Polar UralsМетоды и методики прогноза, по-
исков, оценки и разведки место-
рожденийMethods and techniques of deposit
prediction, prospecting, assessment
and exploration

Грановская Н.В.

Геоморфологические факторы прогноза золото-
носных кор выветривания на западном склоне
Башкирского Урала

45

Granovskaya N.V.

Geomorphological factors of predicting gold-
bearing crusts of weathering on the western slope
of Bashkir Urals

Макаров В.А., Никонова Л.Ю.

Геолого-геохимические предпосылки обнару-
жения промышленных руд марганца на восточ-
ном склоне Енисейского кряжа

55

Makarov V.A., Nikonova L.Yu.

Geological and geochemical preconditions of
payable manganese ore discovery on the eastern
slope of Yenisei ridgeКомплексное использование мине-
рального сырья

Complex mineral use

Седельникова Г.В.

Практика определения платиновых металлов в
минеральном сырье в отечественных и зару-
бежных лабораториях

61

Sedelnikova G.V.

Practice of PGM determination in mineral materi-
als in domestic and foreign laboratories

Константинов М.М.

Биогенное концентрирование золота

69

Konstantinov M.M.

Biogenic gold concentration

Поздравляем с юбилеем

Congratulations on anniversary

Н.И.Андрусенко, А.Н.Барышева, А.А.Констан-
тиновского, Л.Ф.Мызенкову, Е.А.Ельянову,
Н.П.Остроумову

75

N.I.Andrusenko, A.N.Baryshev, A.A.Konstanti-
novsky, L.F.Myzenkova, E.A.Elyanova, N.P.Ost-
roumova

Из редакционной почты

Editorial correspondence

История одного письма

79 History of a letter

Памяти

In memory

В.М.Минакова, Д.Г.Ажгирея

81 V.M.Minakov, D.G.Azhgirey

Список статей, опубликованных в журнале
«Руды и металлы» в 2005 году82 A list of articles published in «Rudy i Metally» in
2005



ПРОБЛЕМЫ МЕТОДОЛОГИИ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ СВЕРХКРУПНЫХ КОРЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛМАЗОВ

В.И.Ваганов (ЦНИГРИ Роснедра МПР России)

В современных условиях недропользования классификация алмазных месторождений с выделением сверхкрупных (уникальных) обязательно должна учитывать такие экономические показатели, как средняя стоимость алмазов, стоимость 1 т руды и общая стоимость запасов. С учетом этого выделена серия уникальных месторождений и показано, что они приурочены к линейным минерагеническим зонам типа зон «скрытых» разломов фундамента с интенсивным развитием базитовых даек.

Одним из основных факторов, определяющих тенденции развития минерально-сырьевой базы (МСБ) алмазов мира, является неуклонное вытеснение из промышленности природных технических алмазов высококачественными синтетическими. Со временем роль этого фактора будет становиться все важнее. Современная аппаратура, новые технологии синтеза позволяют получать высококачественные искусственные алмазы, способные эффективно работать в самых экстремальных условиях, прежде всего в стройиндустрии. Себестоимость и, соответственно, цена таких алмазов существенно ниже аналогичных природных.

В коренных месторождениях алмазов мира в среднем 50% алмазов — технические, 20–30% — камни ювелирного качества, 25–30% — околуювелирные, т.е. кристаллы, уступающие по качеству и цене ювелирным, но пригодные к огранке (дешевые бриллианты, производимые в основном в Индии). По стоимости ювелирные и околуювелирные алмазы составляют 98% от добываемых. Отмеченная выше тенденция неизбежно должна привести к постепенному падению добычи природных технических алмазов (в конечном счете к полному прекращению их извлечения и сокращению суммарной мировой добычи алмазов в физическом выражении как минимум в два раза). Так, уже сейчас прекращено извлечение алмазов размером менее 1 мм на трубке Аргайл (Австралия), которая в физическом выражении содержит 90% технических алмазов и до последнего времени обеспечивала Австралии первое место в ми-

ре по валовой добыче, хотя в финансовом выражении стоимость этой добычи не превышала 4% мировой. В результате общий объем добычи алмазов в Австралии резко падает. В России на месторождении трубка Юбилейная прекращено как нерентабельное извлечение алмазов крупностью менее 1,2 мм.

Таким образом, очевидно, что на среднесрочную и особенно дальнюю перспективы в мире в целом следует ожидать почти двукратное падение добычи алмазов в физическом выражении, в стоимостном же выражении объем оборота мирового алмазного рынка останется стабильным и будет плавно возрастать в соответствии с темпами инфляции. Следовательно, для определения тенденций развития МСБ алмазов решающим является наличие (или перспективы открытия) прежде всего крупных и уникальных месторождений с ювелирными дорогостоящими алмазами, поскольку даже одно уникальное месторождение может решающим образом повлиять на структуру добычи и алмазного рынка не только одной страны, но и всего мира.

В настоящее время единая общепринятая классификация геолого-промышленных типов коренных месторождений алмазов отсутствует, и многие организации (в частности АК «АЛРОСА») используют собственные разработки. В ЦНИГРИ в последние годы создана классификация месторождений, изданная МПР РФ [2], наиболее близкая к «официальной». После корректировок эта классификация в наиболее полном виде представлена в табл. 1 [3].

1. Основные геолого-промышленные типы коренных месторождений алмазов

Тип месторождений, примеры	Морфология, масштаб, характер залегания	Запасы алмазов	Содержание алмазов в руде	Качество алмазов	
				Крупность, мм	Доля (выход) ювелирных кристаллов, %
Кимберлитовый Трубки Мир, Удачная, Юбилейная	1) Трубки взрыва: цилиндрические и конусообразные; изометрические и различной удлиненности; эллипсоидальные; подразделяются по площади поперечного сечения поверхности на: а) уникальные, площадью >250 тыс. м ² ; б) крупные, площадью 100–250 тыс. м ² ; в) средние, площадью 10–100 тыс. м ² ; г) мелкие, площадью <10 тыс. м ² . 2) Силлы, дайки и жилы, нередко с раздвигами, раздвигаются по размерам на: а) средние, площадью 10–100 тыс. м ² или длиной >1 км, при мощности >10 м; б) мелкие, площадью <10 тыс. м ² или длиной <1 км, при мощности <10 м	1) Уникальные 500 млн. кар., в том числе: а) уникальные запасы руды при средних содержаниях; б) крупные по запасам руды с уникальными и высокими содержаниями. 2) Крупные от 150 до 500 млн. кар., в том числе: а) крупные запасы руды при средних содержаниях; б) средние запасы руды с уникальными и высокими содержаниями. 3) Средние от 50 до 150 млн. кар., в том числе: а) средние по запасам руды при средних содержаниях; б) небольшие запасы руды с уникальными и высокими содержаниями. 4) Мелкие 50 млн. кар., в том числе: а) небольшие запасы руды при средних содержаниях; б) с любыми запасами руды и непромышленными содержаниями, но с весьма крупными ювелирными кристаллами алмазов	Вне зависимости от формы тел и запасов руды выделяются: уникальные алмазоносности >3 кар./т; высокоалмазоносные от 1 до 3 кар./т; средней алмазоносности от 0,3 до 1 кар./т; низкой алмазоносности <0,3 кар./т. низкой алмазоносности с выходом крупных ювелирных алмазов	Вне зависимости от формы тел и запасов руды выделяются: с уникальным выходом 50%; с высоким выходом 30–50%; со средним выходом 15–30%; с низким выходом 5–15%	
Лампроитовый Трубки Артайл, Прейри-Крик	То же	То же	Вне зависимости от формы тел и запасов руды выделяются: уникально-алмазоносные >5 кар./т; высокоалмазоносные 2–5 кар./т; среднеалмазоносные 1–2 кар./т; низкоалмазоносные <1 кар./т	То же	Вне зависимости от формы тел и запасов руды выделяются: с высоким выходом >15%; со средним выходом 5–15%; с низким выходом <5%
Кимберлит-лампроитовый Трубки им. Карпинского-1, Карпинского-2	Аналогичны кимберлитовому типу				

Подразделение месторождений в классификации выполнено по следующим параметрам: 1) морфология, масштаб и характер залегания (в конечном счете — площадь выхода тела на поверхность); 2) запасы алмазов и их содержания в руде; 3) крупность алмазов; 4) доля ювелирных кристаллов. Пункты 3 и 4 характеризуются лишь качественно. Наиболее важны запасы алмазов, поскольку именно по этому параметру месторождения разделяются на уникальные, крупные, средние и мелкие.

К уникальным отнесены месторождения с запасами 500 млн. кар. и более. Они подразделяются на два подтипа: уникальные запасы руды при средних содержаниях алмазов; крупные по запасам руды с уникальными и высокими содержаниями. По этим параметрам к уникальным в мире относятся четыре месторождения: Мир, Удачная (Россия), Джваненг (Ботсвана) и Аргайл (Австралия).

Данная классификация, по аналогии с прочими рудными месторождениями, базируется только на общих запасах алмазов и не учитывает специфики как собственно алмазных месторождений, так и специфики алмазного сырья.

Ниже перечислим особенности алмазов как минерального сырья в сравнении с другими полезными ископаемыми, например золотом [4]. Для золота характерно:

1. Качественная однородность (тождественность): равные количества золота совершенно равноценны (после обработки на аффинажной фабрике).

2. Делимость с сохранением стоимости: золото делится на любые части (например, при чеканке монет) и вновь соединяется (сплав монет) без потери стоимости.

3. Стоимость «куска» золота как такового зависит исключительно от его массы и не зависит от формы, что позволяет объективно и достаточно просто измерять стоимость произвольной массы золота путем взвешивания на весах, если предварительно определить, чему равна стоимость единицы массы.

4. Поскольку золото относительно легко плавится и деформируется, оно обладает способностью изменять при необходимости свою потребительскую форму.

Для алмаза характерно:

1. Каждый кристалл алмаза обладает выраженной индивидуальностью, а сами алмазы реализуются в своем природном виде без какой-либо дополнительной обработки. В отличие от золота алмаз не удастся охарактеризовать каким-то одним параметром, позволяющим сравнивать его кристаллы между собой.

2. Если при делении «куска» золота на части стоимость «куска» переносится на стоимость частей без потерь, то алмаз таким свойством не обладает. Так, при прочих равных условиях, если кристалл в 1 кар. разделить на две одинаковые по массе и качеству части, то суммарная их стоимость окажется в два раза меньше, чем исходного кристалла.

3. В отличие от золота всякое изменение формы алмаза необратимо и связано с необратимыми изменениями его массы и стоимости.

Важнейшей особенностью коренных месторождений алмазов является значительная неоднородность распределения кристаллов по соотношению параметров «количество—масса—стоимость». Размеры и масса алмазов изменяются в широких пределах: от мельчайших кристалликов размером в десятые и сотые доли миллиметра и массой 0,0001–0,0005 кар. до крупных кристаллов массой 10–30 кар. и крупнее, вплоть до уникальных камней массой 300–500 кар. и более, причем значительное варьирование размера и массы характерно для каждого алмазоносного кимберлитового тела. В большинстве коренных месторождений наиболее ценные ювелирные разновидности алмазов по числу кристаллов составляют 5–15%, по массе — 40–70%, по стоимости — 98%. Средняя стоимость алмазов коренных месторождений («годовой срез добычи») соответственно колеблется в пределах 10–400 дол./кар. (в России от 33 до 85 дол./кар.).

Таким образом, очевидно, что классификация алмазных месторождений в современных условиях недропользования должна быть направлена на выделение месторождений, уникальных не только в геологическом, но и прежде всего в экономическом отношении.

Для анализа геолого-экономических данных необходимы статистически представительные сведения о таких параметрах месторождений, как их площадь в плане (в первом приближении коррелируемая с объемом горной массы), содержание алмазов (кар./т), средняя стоимость 1 кар., средняя стоимость 1 т руды. При сборе этих данных возникают существенные объективные трудности. Прежде всего, нереально говорить о статистической представительности, поскольку коренные месторождения алмазов — «штучный товар», и в настоящее время подавляющую часть мировой добычи обеспечивают всего 16 месторождений. Число резервных и перспективных объектов, охарактеризованных достаточно полно, не превышает первых десятков. Для перспективных месторождений важен учет объема опробования, а он, например, в случае алмазоносных трубок Канады варьирует от 30 до 9500 т [4]. Наконец, опубликованные данные явля-

ются на самом деле приблизительными оценками. Так, если об объемах мировой добычи алмазов в каратах можно судить по ежегодно публикуемым сборникам Горного бюро США «Металз энд минерал», то оценки стоимости этой добычи носят исключительно экспертный характер. С другой стороны, ЦСО ежегодно публикует объем своих продаж и стоков в долларах, но никогда — в каратах. Данные о суммарной добыче алмазов в России до недавних пор были закрытыми. Особенно это касается качества и, соответственно, стоимости алмазов конкретных месторождений; этих данных нет даже в закрытом Государственном балансе запасов полезных ископаемых Российской Федерации.

Таким образом, реально имеющийся фактический материал является фрагментарным и непредставительным, что обуславливает чисто экспертный характер дальнейших анализа и выводов. Этот материал сведен нами для основных месторождений мира в табл. 2. Для перспективных алмазных месторождений Канады имеются более подробные данные [4], однако отсутствуют цифры площади в плане (табл. 3).

На рис. 1 приведены гистограммы основных параметров алмазоносности для зарубежных коренных месторождений (по данным табл. 2, 3). Для средней стоимости 1 кар. фиксируется логнормальное распределение, обусловленное тем фактором, что лишь на единичных месторождениях его стоимость высока; максимум приходится на стоимость 60–80 дол./кар.

Распределение содержаний имеет экспоненциальный характер и отражает тот факт, что месторождений с высокими концентрациями алмазов намного меньше, чем месторождений с относительно невысокими содержаниями. Таким образом, эти

две гистограммы характеризуют единые совокупности и не могут служить целям классификации.

Более интересна гистограмма (см. рис. 1, в), отражающая распределение месторождений по средней стоимости 1 т руды (содержание × стоимость 1 кар.). В принципе наблюдается также логнормальное распределение, как и на рис. 1, а, но главный максимум выражен намного слабее и появляются локальные максимумы, что свидетельствует о более высокой разрешающей способности данного параметра классификации.

На рис. 2 проиллюстрировано соотношение между средним содержанием и средней стоимостью алмазов. Очевидна тенденция повышения стоимости алмазов по мере снижения валовой концентрации, что давно отмечалось многими исследователями. Значительный разброс точек на диаграмме во многом может быть обусловлен неточностями (субъективными и объективными) в определении исходных параметров, как уже отмечалось выше.

На рис. 3 представлена диаграмма, которая напрямую согласуется с существующей геолого-промышленной классификацией месторождений по их запасам, но не в физическом (общий объем запасов в каратах), а в денежном (суммарная стоимость запасов) выражении. По одной оси отлагается стоимость 1 т руды, по другой — площадь (в плане) месторождений, в первом приближении коррелирующая с суммарным запасом горной массы. Таким образом, каждая точка на диаграмме отражает суммарную денежную стоимость конкретного месторождения. Точки месторождений образуют отчетливо выраженные субвертикальные тренды (как минимум три тренда): при примерно одинаковой стоимости 1 т руды фигуративные точки месторождений «вытягиваются» вверх в соответствии с уве-

2. Параметры алмазоносности основных зарубежных коренных месторождений алмазов

Месторождение	Площадь, га	Содержание, кар./т	Стоимость, дол./кар.	Стоимость 1 т руды, дол.
Орапа, Ботсвана	113	0,82	50	41,5
Летлахакане, Ботсвана	15,2	0,27	200	54,0
Джваненг, Ботсвана	50,8	1,3	115	143,8
Премьер, ЮАР	32	0,6	80	48
Финш, ЮАР	18	0,7	75	52,5
Венеция, ЮАР	12	1,22	90	109,8
Коффифонтейн, ЮАР	12	0,07	250	17,5
Камафука, Ангола	160	0,05	109	5,5
Катока, Ангола	66	0,71	70	49,7
Мвадуи, Танзания	146	0,11	106	11,7
Летсенгла-Терае, Лесото	—	0,05	350	17,5
Аргайл, Австралия	45	4,6	13	59,8
Панда, Канада	6	0,9	175	157,5
Снэп-Лейк, Канада	—	2,04	118	240

3. Параметры алмазности перспективных алмазных месторождений Канады, по [4]

Трубка	Опробовано, т	Извлечено, кар.	Среднее содержание, кар./т	Средняя стоимость, дол./кар.	Средняя стоимость, дол./т
<i>Рудник Экати и месторождения буферной зоны</i>					
Панда	3402	3244	0,95	130	124
Мизери	1030	4313	4,19	26	109
Коала	1550	1465	0,95	122	116
Коала норт	201,7	126,58	0,63	200	126
Фоке	8223	2199	0,27	125	34
Лесли	680	233	0,33	89	29
Пиджн	564,8	251,31	0,45	54	24
Джей	237,6	476,8	2,01	22,50	45
Сейбл	1096	1070	0,98	64	63
Беарту	189,3	227,09	1,20	79	95
Пойнт-Лейк	160	90	0,56	—	—
Феникс (98-С)	106,1	149,2	1,41	25	35
Газель	240,7	141,4	0,59	15	9
Пиранья	87,4	203,44	2,33	30	80
<i>Месторождение Диавик</i>					
А-154 саут	2900	12 800	4,41	67	296
А-154 норт	71,72	156,81	2,19	35	77
А-418	3000	8275	2,76	56	166
А-21	30,5	90	2,95	38	112
А-11 норт	29	7,6	0,26	—	—
<i>Месторождение Джерико</i>					
Джи-Ди/Оу-Ди-1	9400	10 539	1,12	70	78
Джи-Ди/Оу-Ди-3	35,9	10,41	0,29	—	—
<i>Месторождение Эй-Кей</i>					
5034	609	1044	1,71	63	104
Хеарне	469	856	1,82	44	103
Тузо	523	540	1,03	43	52
Тесла	184	64	0,35	—	—
<i>Месторождение Снэп-Лейк</i>					
Карьеры 1 и 2	199,7	226,7	1,14	301	344
Карьеры 3 и 4	5985,7	10 708,1	1,789	105	188

личением объема горной массы, т.е. в каждой серии суммарная стоимость запасов отдельно взятого тела при примерно равной стоимости 1 т руды определяется главным образом размерами этого тела.

Отчетливо видно, что уникальные (по существующей классификации) месторождения трубок Аргайл и Джваненг относятся к двум разным сериям. Точка состава трубки Аргайл попадает в менее алмазоносную серию, поскольку при высокой концентрации алмазов имеет низкую среднюю их стоимость и, соответственно, относительно низкую стоимость 1 т руды.

Таким образом, с нашей точки зрения, к уникальным месторождениям можно отнести только трубку Джваненг. На рис. 3 сугубо предварительно и интуитивно намечена, исходя из положения точки состава данной трубки, прямоугольная область уникальных месторождений.

Для месторождений России нет возможности привести аналогичные диаграммы как в абсолютных, так и в относительных координатах в силу закрытости исходных данных. Тем не менее, следует отметить, что на всех приведенных диаграммах точки составов российских месторождений демон-

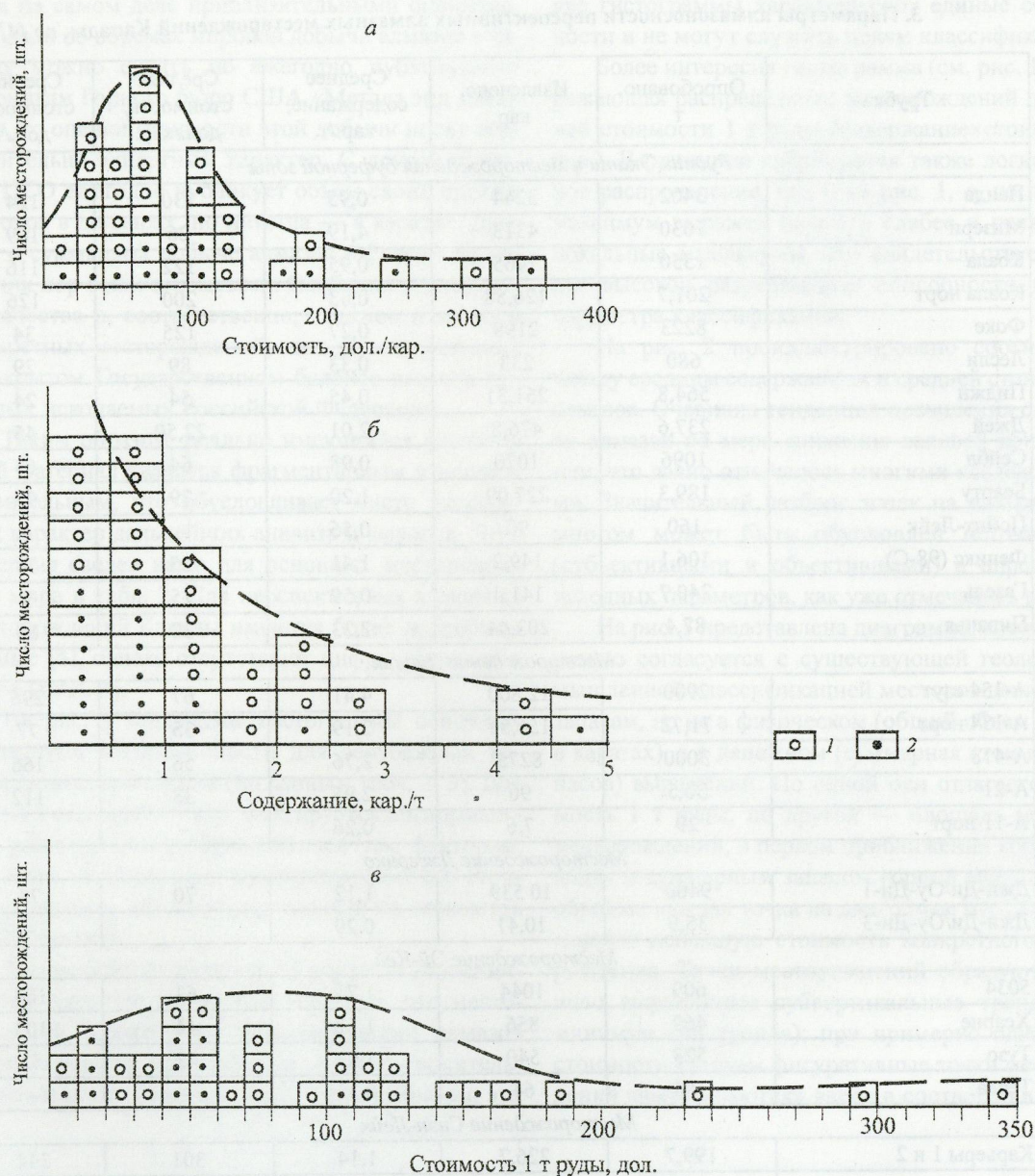


Рис. 1. Гистограммы основных характеристик алмазности для зарубежных коренных месторождений:

а — средней стоимости 1 кар.; б — среднего содержания; в — средней стоимости 1 т руды; 1 — кимберлиты Канады; 2 — прочие кимберлиты мира

стрируют абсолютно те же тенденции, что и прочие алмазные трубки мира. На рис. 3 в координатах «стоимость руды — площадь месторождений в плане» точки алмазных трубок России также образуют три субвертикальные локальные группировки; точки трубок Удачная и Мир (уникальных месторождений по существующей классификации) попадают в прямоугольную область уникальных месторождений, намеченную по трубке Джваненг.

Характерно, что в эту же субвертикальную группировку попадают и остальные алмазные трубки Мирнинского кимберлитового поля Якутии, а также трубки Накынского поля (Ботуобинская и Нюрбинская). Однако они имеют относительно небольшие размеры и поэтому по суммарной стоимости запасов располагаются в нижней части данного субвертикального тренда. Таким образом, с учетом экономических показателей к числу уникальных в

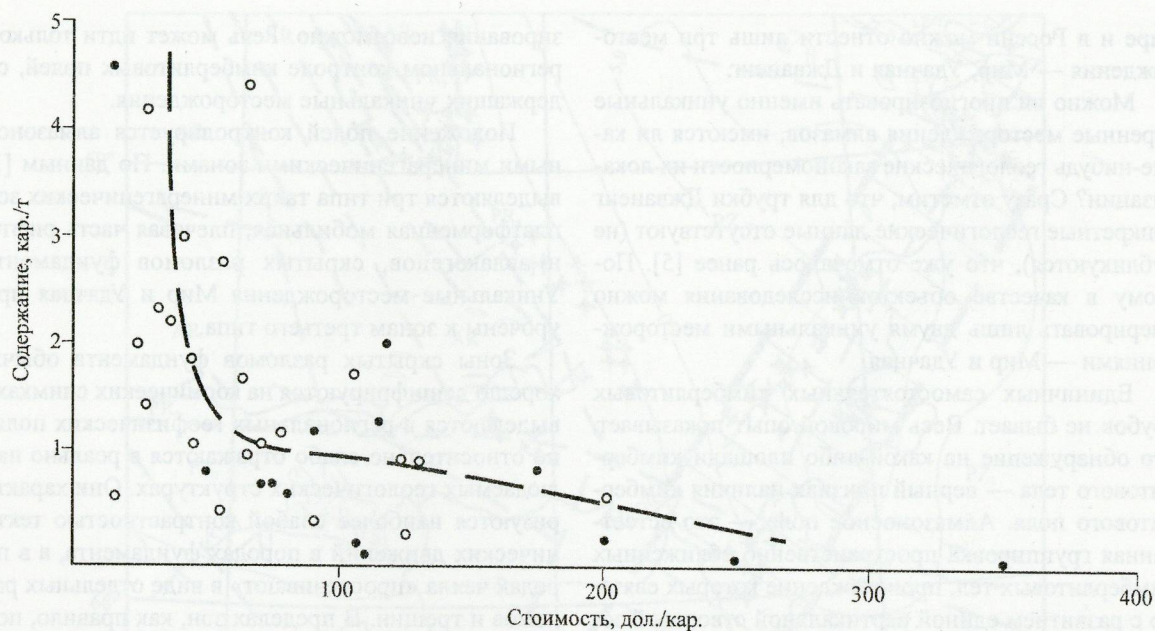


Рис. 2. Соотношение средних содержаний и стоимости алмазов в зарубежных коренных месторождениях:

усл. обозн. см. рис. 1

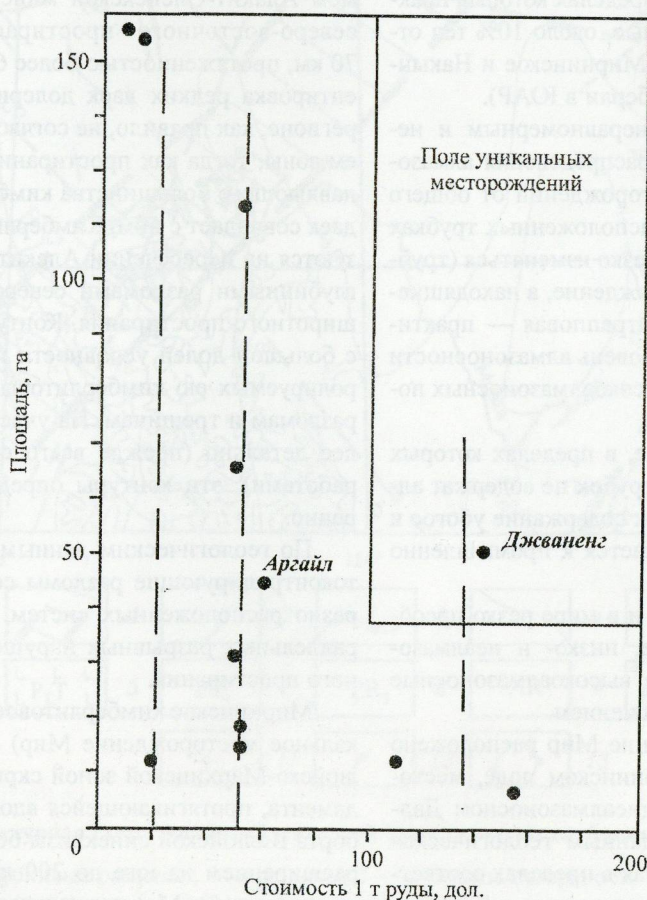


Рис. 3. Соотношение размеров (площади в плане) и стоимость 1 т руды для основных зарубежных коренных месторождений, по данным табл. 2

мире и в России можно отнести лишь три месторождения — Мир, Удачная и Джваненг.

Можно ли прогнозировать именно уникальные коренные месторождения алмазов, имеются ли какие-нибудь геологические закономерности их локализации? Сразу отметим, что для трубки Джваненг конкретные геологические данные отсутствуют (не публикуются), что уже отмечалось ранее [5]. Поэтому в качестве объектов исследования можно оперировать лишь двумя уникальными месторождениями — Мир и Удачная.

Единичных самостоятельных кимберлитовых трубок не бывает. Весь мировой опыт показывает, что обнаружение на какой-либо площади кимберлитового тела — верный признак наличия кимберлитового поля. Алмазоносное поле — это естественная группировка пространственно сближенных кимберлитовых тел, происхождение которых связано с развитием единой вертикальной стволовой зоны повышенной проницаемости (флюидно-магматической колонны) [1].

По уровню алмазоносности все кимберлитовые поля подразделяются на три группы [3]:

высокоалмазоносные, в пределах которых практически все тела алмазоносные, около 10% тел относятся к месторождениям (Мирнинское и Накынское поля Якутии, поле Кимберли в ЮАР).

среднеалмазоносные с неравномерным и непредсказуемым характером распределения алмазных диатрем (2–3% месторождений от общего числа тел). Даже в близко расположенных трубках содержание алмазов может резко изменяться (трубка Айхал — крупное месторождение, а находящиеся рядом трубки Заря и Подтрапповая — практически «пустые»). Средний уровень алмазоносности на порядок ниже, чем для высокоалмазоносных полей;

низко- и неалмазоносные, в пределах которых подавляющее большинство трубок не содержат алмазы, в некоторых трубках их содержание убогое и лишь в единичных приближается к промышленно значимым.

Статистически в России и в мире резко преобладают среднеалмазоносные, низко- и неалмазоносные поля; на этом фоне высокоалмазоносные поля являются, скорее, исключением.

Уникальное месторождение Мир расположено в высокоалмазоносном Мирнинском поле, месторождение Удачная — в среднеалмазоносном Далдынском. По имеющимся данным геологическая позиция трубок Мир и Удачная в пределах соответствующих полей не отличается от позиций других (низкоалмазоносных и неалмазоносных) трубок, поэтому разработать локальные критерии прогно-

зирования невозможно. Речь может идти только о региональном контроле кимберлитовых полей, содержащих уникальные месторождения.

Положение полей контролируется алмазоносными минерагеническими зонами. По данным [1], выделяются три типа таких минерагенических зон: платформенная мобильная, плечевая часть рифтов и авлакогенов, скрытых разломов фундамента. Уникальные месторождения Мир и Удачная приурочены к зонам третьего типа.

Зоны скрытых разломов фундамента обычно хорошо дешифрируются на космических снимках и выделяются в региональных геофизических полях, но относительно слабо отражаются в реально наблюдаемых геологических структурах. Они характеризуются наиболее слабой контрастностью тектонических движений в породах фундамента, а в породах чехла «просвечивают» в виде отдельных разломов и трещин. В пределах зон, как правило, полностью отсутствуют складчатость и метаморфизм чехольных образований.

Уникальное месторождение Удачная находится в Далдынском кимберлитовом поле, контролируемом Алакит-Оленекской минерагенической зоной северо-восточного простирания шириной 60–70 км, протяженностью более 600 км (рис. 4). Ориентировка редких даек долеритов, встреченных в регионе, как правило, не согласуется с простиранием зоны, тогда как простирание длинных осей подавляющего большинства кимберлитовых трубок и даек совпадает с ним. Кимберлитовые поля локализуются на пересечении Алакит-Оленекской зоны с глубинными разломами северо-западного и близширотного простирания. Контуры зоны проведены с большой долей условности по положению контролируемых ею кимберлитовых полей, отдельным разломам и трещинам. На участках, изученных более детально (прежде всего сейсморазведочными работами), эти контуры определяются более уверенно.

По геологическим данным главные кимберлитоконтролирующие разломы состоят из кулисообразно расположенных систем сближенных субпараллельных разрывных нарушений северо-восточного простирания.

Мирнинское кимберлитовое поле (включая уникальное месторождение Мир) контролируется Виллойско-Мархинской зоной скрытых разломов фундамента, протягивающейся вдоль северо-западного борта Виллойской синеклизы более чем на 600 км с расширением на юге до 200 км в северной своей части (рис. 5). Многие разломы на всем протяжении сопровождаются дайками долеритов и отмечаются в структуре нижнепалеозойской толщи протя-

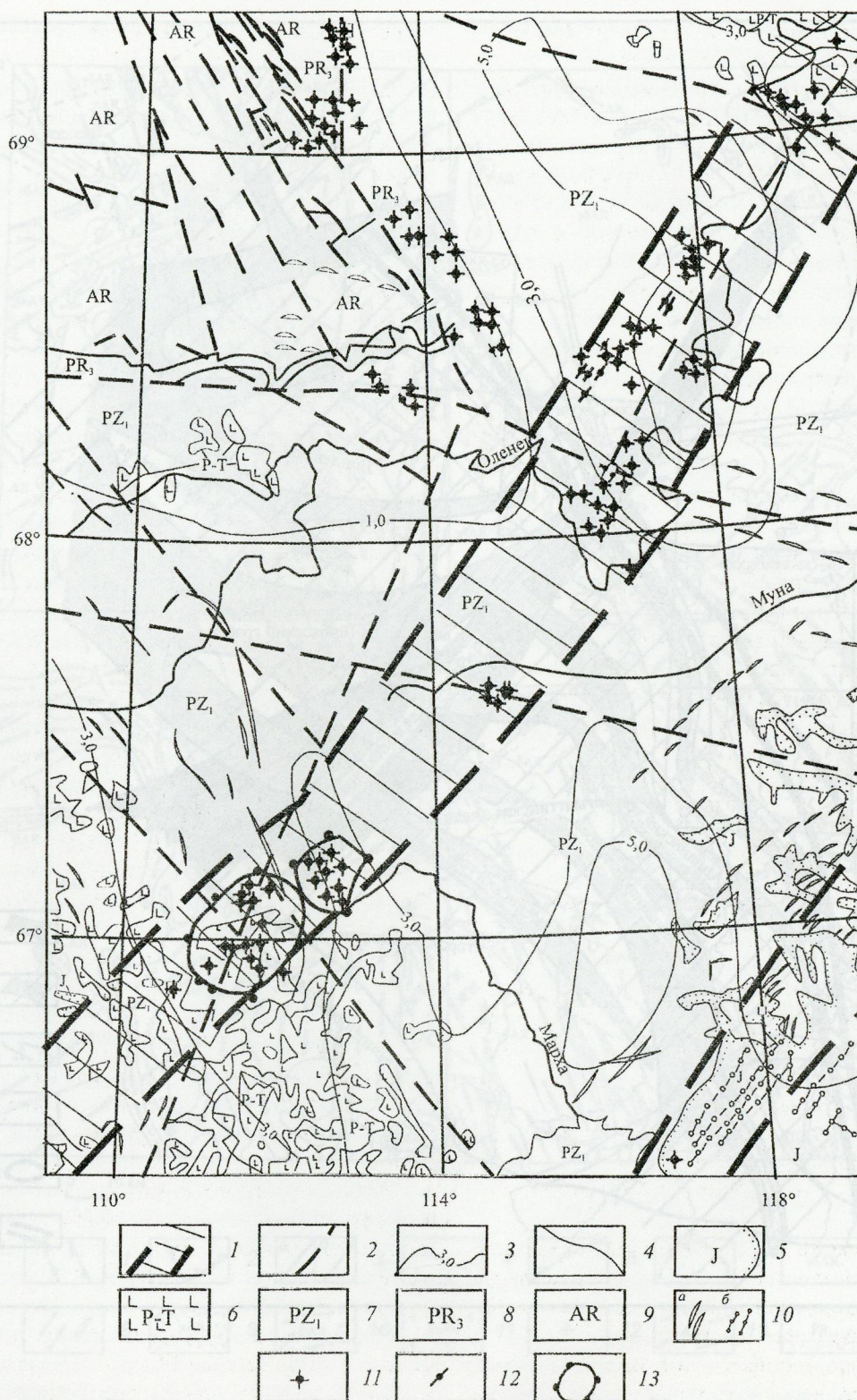


Рис. 4. Геолого-структурная схема Алаakit-Оленекской зоны скрытых глубинных разломов, по [1]:

1 — зона скрытых глубинных разломов; 2 — разломы; 3 — изогипсы поверхности фундамента; 4 — геологические границы; 5 — юрские песчаники; 6 — пермско-триасовые траппы; 7 — нижнепалеозойские известняки и доломиты; 8 — верхнепротерозойские песчаники, алевролиты; 9 — архейские метаморфические породы; 10 — дайки долеритов (а — на поверхности, б — погребенные); 11 — кимберлитовые трубки взрыва; 12 — кимберлитовые дайки; 13 — куполообразные поднятия в породах осадочного чехла

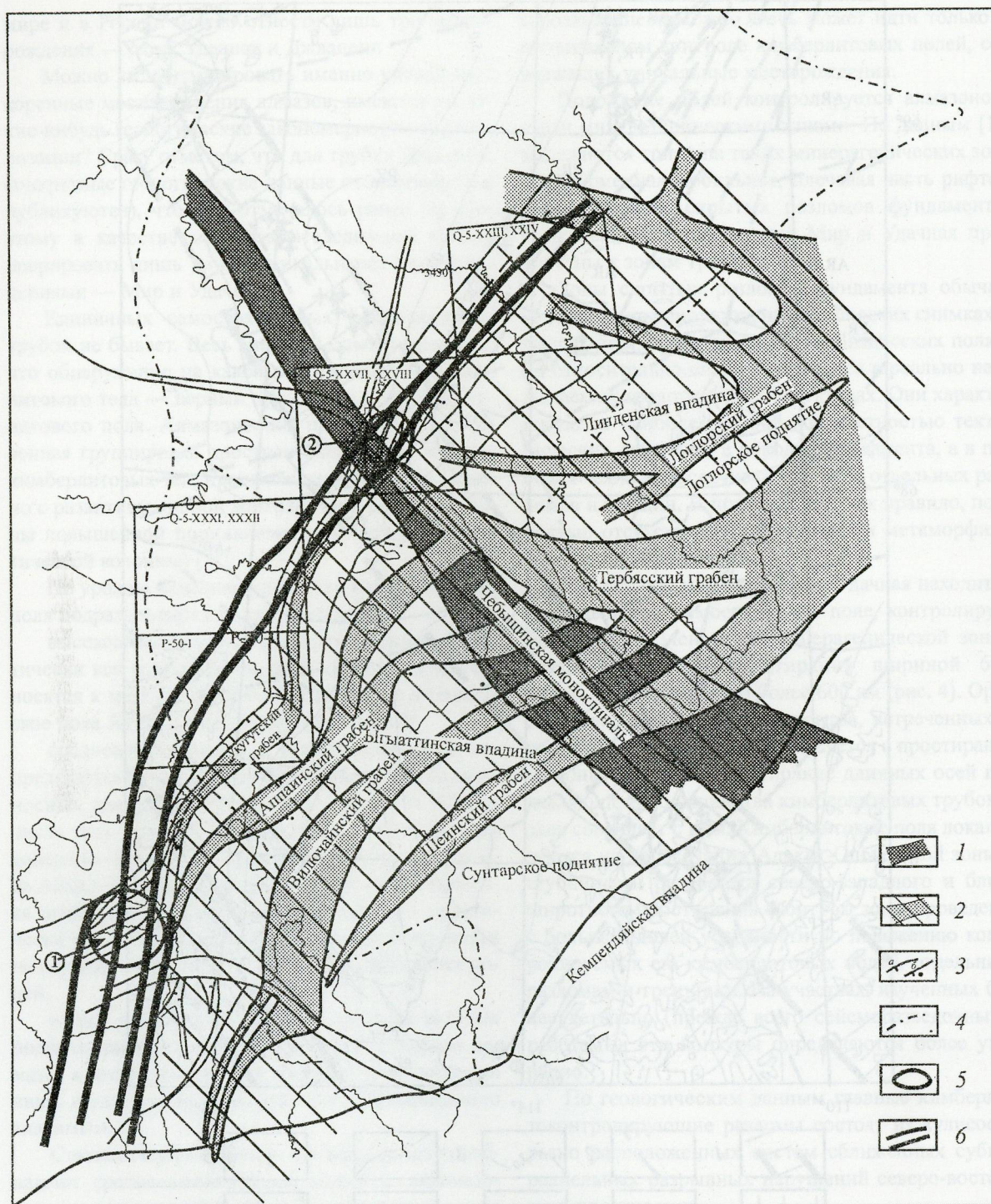


Рис. 5. Региональная позиция Мирнинского и Накынского кимберлитовых полей Якутии, по данным АК «АЛРОСА» с упрощением:

1 — Ангаро-Синский рифовый барьер; 2 — девонский седиментационный бассейн с основными конседиментационными грабенами Патомско-Вилюйского авлакогена; 3 — разломы (а — сбросы, б — взбросы, надвиги); 4 — границы блоков кристаллического фундамента; 5 — кимберлитовые поля (1 — Мирнинское, 2 — Накынское); 6 — Вилюйско-Мархинская зона даек

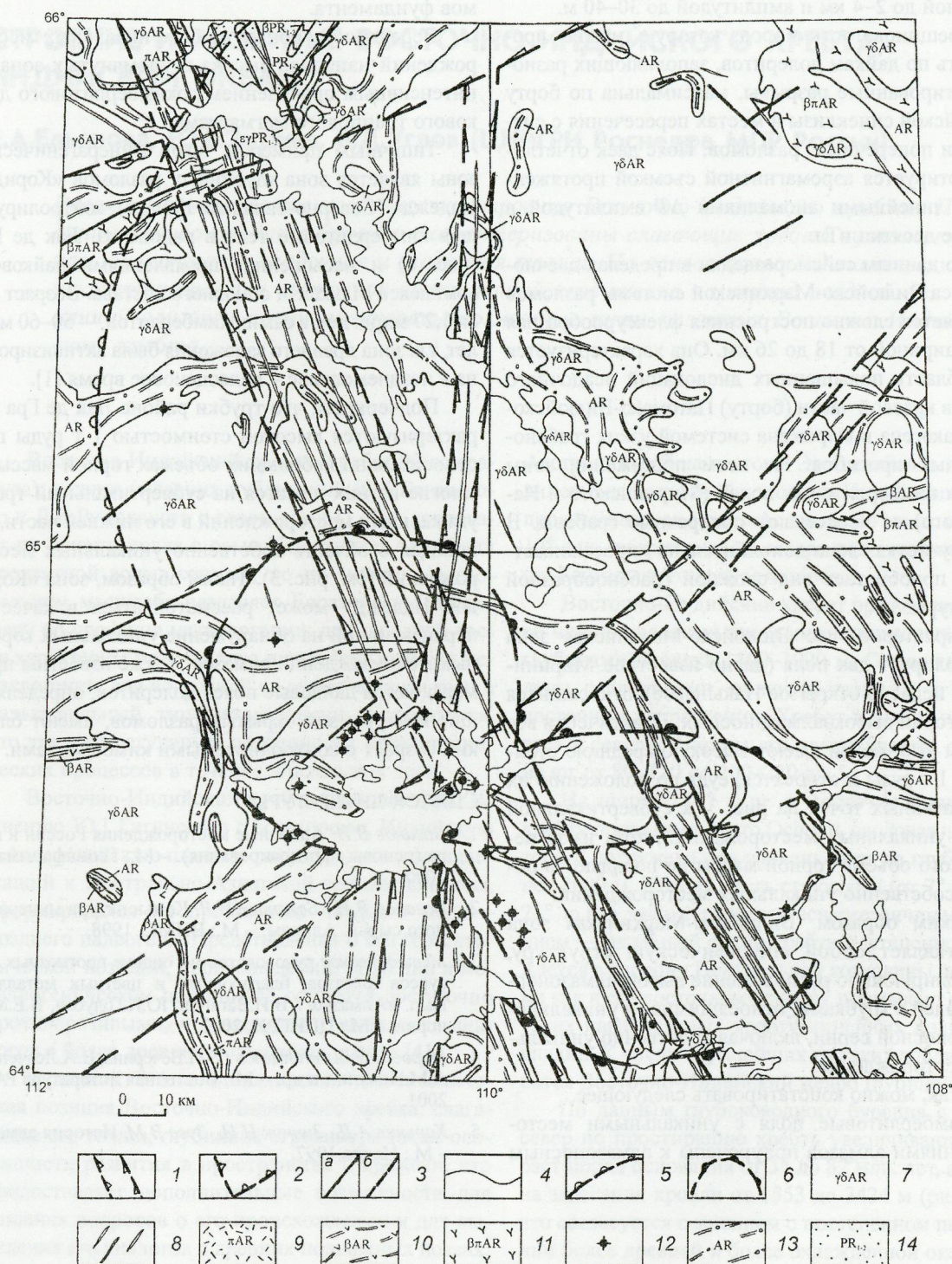


Рис. 6. Геолого-структурная схема кимберлитовых полей района Лак де Гра, Канада:

1 — магмаактивные зоны типа скрытых разломов; 2 — рифты; 3 — разломы достоверные (а), предполагаемые (б); 4 — геологические границы между разновозрастными отложениями; 5 — сводовые поднятия в породах кристаллического фундамента и осадочного чехла; 6 — положительные морфоструктуры; 7 — магматические породы кислого состава, гранитоиды; 8 — дайки долеритов; вулканогенно-осадочные породы: 9 — кислого, 10 — основного, 11 — смешанного составов; 12 — кимберлитовые трубки; 13 — метаморфические породы; 14 — потенциальные промежуточные коллекторы алмазов

женными цепочками грабенообразующих прогибов шириной до 2–4 км и амплитудой до 30–40 м.

Трещиноватость пород, которую можно проследить по дайкам долеритов, заполняющих разноориентированные разрывы, максимальна по борту Вилуйской синеклизы в местах пересечения с системами поперечных разломов. Пояс даек отчетливо картируется аэромагнитной съемкой протяженными линейными аномалиями ΔT амплитудой в первые десятки нТл.

По данным сейсморазведки в пределах даечного пояса Вилуйско-Мархинской системы разломов выделяется сложно построенная флексуобразная зона шириной от 18 до 26 км. Она характеризуется как область повышенных дислокаций осадочного чехла в краевой части (борту) Патомско-Вилуйского авлакогена и выражена системой узких грабенообразных прогибов. На всем протяжении зоны вблизи кимберлитовых полей (Мирнинского и Накынского) ее пересекают поперечные грабены. В таких участках зона дополнительно «просаживается» и приобретает вид сложной грабенообразной структуры.

Характерно, что Вилуйско-Мархинская зона контролирует два поля (давно известное Мирнинское и недавно открытое Накынное), относящихся к категории высокоалмазоносных. Практически все трубки этих полей имеют высокую среднюю стоимость 1 т руды и относятся, судя по положению их фигуративных точек на рис. 3, к субвертикальной серии уникальных месторождений, хотя из-за небольшого объема горной массы не попадают в область собственно уникальных месторождений.

Таким образом, Вилуйско-Мархинская зона представляет собой специфическую структуру, контролирующую расположение высокоалмазоносных полей с трубками, относящимися к уникально-алмазоносной серии, включая собственно уникальные месторождения.

Итак, можно констатировать следующее.

Кимберлитовые поля с уникальными месторождениями алмазов приурочены к алмазоносным

минерагеническим зонам типа зон скрытых разломов фундамента.

Вероятность обнаружения уникальных месторождений наиболее высока в упомянутых зонах с интенсивным проявлением докимберлитового дайкового траппового магматизма.

Типичным примером такой минерагенической зоны является зона глубинных разломов «Коридор Надежд» (Северно-Западная Канада), контролирующая кимберлитовые тела в районе оз. Лак де Гра (рис. 6) и насыщенная проявлениями дайкового комплекса Маккензи основного состава. Возраст даек 1,27 млрд. лет, а самих кимберлитов — 50–60 млн. лет, т.е. зона древнего заложения была активизирована в позднемеловое – палеоценовое время [1].

Подчеркнем, что трубки района Лак де Гра характеризуются высокой стоимостью 1 т руды при относительно небольших объемах горной массы, и многие из них ложатся на субвертикальный тренд уникальных месторождений в его нижней части, не попадая в область собственно уникальных месторождений (см. рис. 3). Таким образом, зона «Коридор Надежд» может рассматриваться в качестве перспективной на обнаружение уникальных коренных месторождений алмазов. Также известны примеры, когда дайковые пояса долеритов, определяющие контуры зон скрытых разломов, имеют близкий возраст с контролируруемыми кимберлитами.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ваганов В.И. Алмазные месторождения России и мира (основы прогнозирования). – М.: Геоинформмарк, 2000.
2. Ваганов В.И., Богатых И.Я. Конъюнктура минерального сырья. Алмазы. – М.: ВИМС, 1998.
3. Методическое руководство по оценке прогнозных ресурсов алмазов, благородных и цветных металлов. Вып. «Алмазы» / В.И.Ваганов, Ю.К.Голубев, В.Е.Минорин. – М.: ЦНИГРИ, 2002.
4. Мировая добыча алмазов / О.П.Вечерина, В.А.Левченко, А.М.Никулин и др. – М.: Восточная литература РАН, 2001.
5. Харьков А.Д., Зинчук Н.Н., Зуев В.М. История алмаза. – М.: Недра, 1997.

УДК 551.242.24 (267)

© Е.А.Ельянова, Ю.Г.Зорина, Б.Д.Углов, 2005

СТРОЕНИЕ И РАЗВИТИЕ ВОСТОЧНО-ИНДИЙСКОГО ХРЕБТА, ИНДИЙСКИЙ ОКЕАН

Е.А.Ельянова, Ю.Г.Зорина, Б.Д.Углов (ЦНИГРИ Роснедра МПР России)

Рассмотрены основные особенности строения Восточно-Индийского хребта. По данным глубоководного бурения охарактеризованы слагающие хребет вулканогенная, вулканогенно-осадочная и осадочная толщи. На основе палеогеодинамических реконструкций для восточной части Индийского океана на период поздний мел – ранний олигоцен проанализированы возможные пути развития Восточно-Индийского хребта.

Восточно-Индийский хребет (хребет 90-го градуса), в свете недавних публикаций Ю.Г.Гатинского и Д.В.Рундквиста с соавторами [1, 23], совпадает по ориентировке с осью Центрально-Азиатской транзитной зоны, которая, по их мнению, в глобальном масштабе разделяет Евразийскую литосферу по профилю металлогении: для западной части характерны мощная кора и литофильный тип металлогении, для восточной — менее мощная кора и халькофильный тип металлогении. Допускается, что эта зона регулирует особенности металлогенических процессов в течение длительных эпох.

Восточно-Индийский хребет, разделяющий, по мнению Ю.Г.Гатинского с соавторами, Индийскую и Австралийскую плиты и так или иначе принадлежащий к Центрально-Азиатской транзитной зоне, сформировался на протяжении позднего мела – позднего палеогена. Представления о его геотектонической позиции, происхождении, строении и металлогеническом потенциале остаются достаточно противоречивыми, что затрудняет выделение аналогов в более древних подвижных поясах [4].

В данной статье описываются геотектоническая позиция Восточно-Индийского хребта, слагающие его толщи, глубинное строение, а также особенности развития в пространстве и времени, что предоставляет дополнительные возможности для решения вопросов о его происхождении и для выделения его аналогов в древних подвижных поясах.

Восточно-Индийский хребет относится к системе вулканических хребтов, широко развитых в Индийском океане, но в остальном представляет собой единственную в своем роде структуру дна Мирового океана. Он простирается в субмеридиональном направлении более чем на 5000 км, возвышаясь на 2000–3500 м над дном смежных котловин — Центральной на западе, Кокосовой и Западно-

Австралийской на востоке. Этот наиболее крупный линеймент восточной половины Индийского океана прослеживается в рельефе дна от 34° ю.ш. почти до 10° с.ш., погружаясь на севере под осадочную толщу Бенгальского конуса выноса.

Восточно-Индийский хребет представлен серией меридиональных плосковершинных сегментов с глубинами порядка 1500–3000 м. Сегменты разделены седловинами, ориентированными в северо-восточном направлении. Хребет в целом погружается к северу. Ширина его увеличивается с севера на юг от 80–120 до 200–220 км.

На широте 15° ю.ш. к Восточно-Индийскому хребту примыкает плато Осборн, сводовая часть которого погружена под уровень моря на глубину менее 2000 м. Южная часть структуры (от 7° ю.ш. до 28° ю.ш.) характеризуется асимметричным строением — западный склон хребта постепенно погружается в сторону Центральной котловины, в то время как к его восточному склону примыкает система узких параллельных хребту линейных поднятий и впадин. К числу крупнейших из таких впадин относится Восточно-Индийский желоб глубиной 6,5 км.

По данным глубоководного бурения с юга на север по простиранию хребта увеличиваются возраст пород основания от 38 до 82 млн. лет, а глубина залегания кровли от 1553 до 3424 м (рис. 1, 2), что согласуется с мнением о постепенном погружении более древней и более охлажденной океанской коры. Не исключено, что наиболее раннему проявлению магматической активности, в результате которой был образован Восточно-Индийский хребет, отвечают траппы Раджимахал Северо-Восточной Индии [26].

На основании немногочисленных магнитометрических исследований, проведенных в сопряженных с Восточно-Индийским хребтом котловинах,

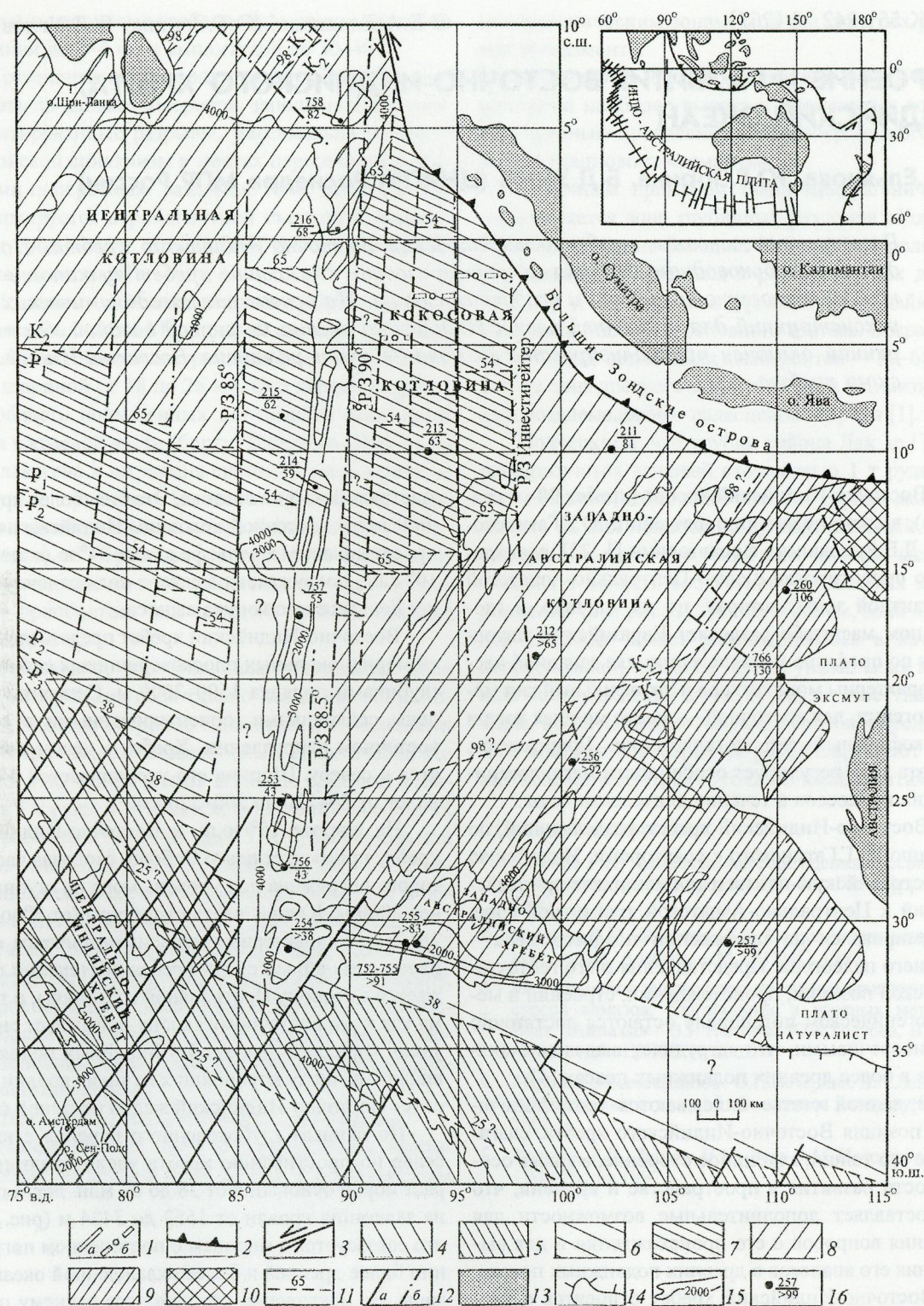


Рис. 1. Возраст магматических образований Восточно-Индийского хребта и сопряженных котловин:

границы плит: 1 — дивергентные (а — активные, б — неактивные), 2 — конвергентные (активные), 3 — сдвиговые; возраст океанской коры: 4 — неогеновый, 5 — позднепалеогеновый, 6 — среднепалеогеновый, 7 — раннепалеогеновый, 8 — позднемеловой, 9 — раннемеловой, 10 — позднеюрский; 11 — изохроны, млн. лет; 12 — разломы (а — трансформные, б — палеотрансформные); 13 — континентальная суша; 14 — границы континентального склона; 15 — изобаты, м; 16 — скважины глубоководного бурения (в числителе — номер скважины, в знаменателе — возраст базальтов)

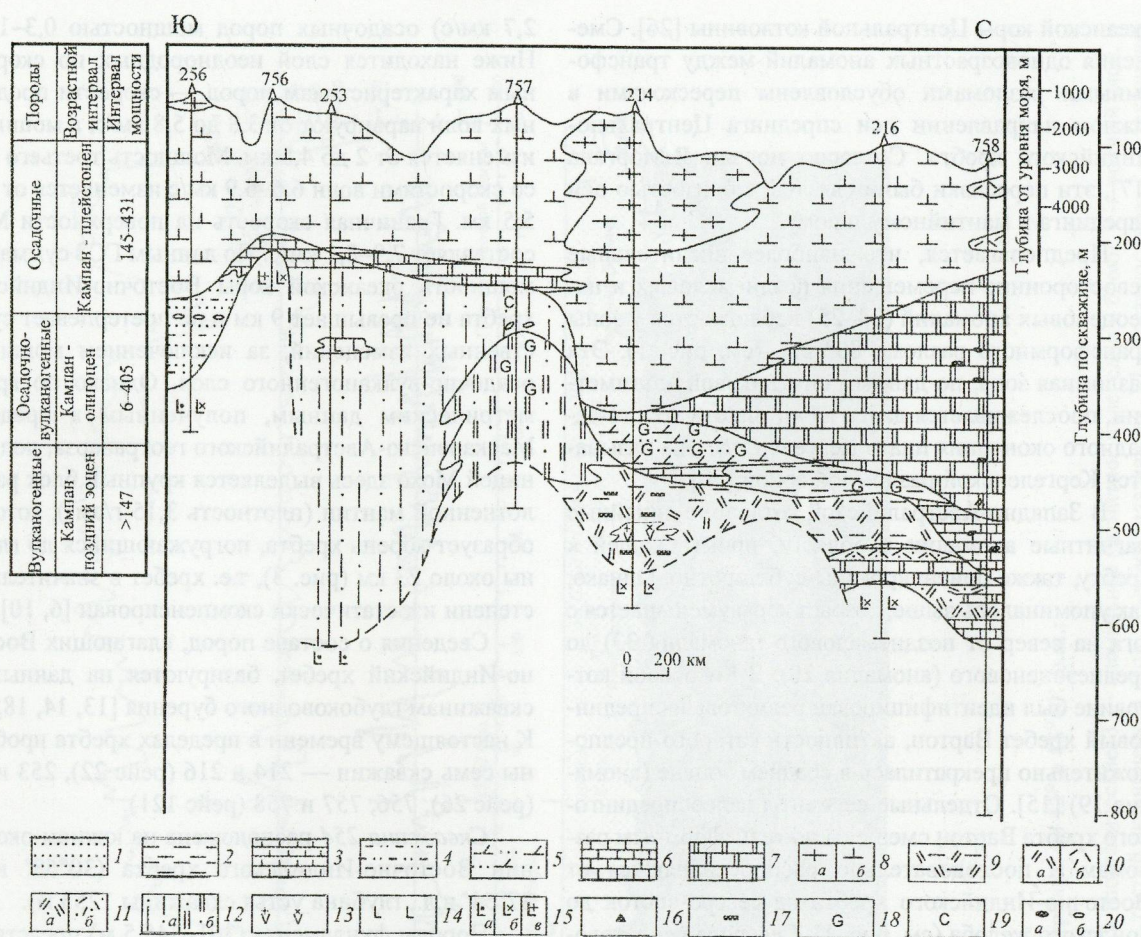


Рис. 2. Продольный геологический разрез Восточно-Индийского хребта по данным глубоководного бурения:

осадочные породы: 1 — пески, 2 — глины, 3 — известковистые глины, 4 — алевролиты, 5 — карбонатные алевролиты, 6 — известняки, 7 — мелы, 8 — илы (а — фораминиферовые, б — нанофоссилиеые и кокколитовые); осадочно-вулканогенные породы: 9 — вулканогенные глины, 10 — вулканические туфы (а) и пеплы (б), 11 — лапиллиевые туфы (а) и пеплы (б), 12 — витрокластические туфы (а) и пеплы (б); вулканогенные породы: 13 — пироксен-плагиоклазовые порфириды андезитового состава, 14 — афировые базальты, 15 — порфириды базальтового состава (а — оливиновые, б — плагиоклазовые, в — пироксеновые); 16 — кремни; 17 — лигниты; 18 — глауконит; 19 — кальцит; 20 — галька (а — кремнистая, б — базальтовая)

было высказано предположение, что раскрытие котловин и наращивание в них новообразованной океанской коры в эпоху аномалий 22–33 (средний эоцен – поздний мел) происходило одновременно по обе стороны хребта. Однако положение выявленных по одиночным профилям линейных магнитных аномалий предположительно свидетельствует о том, что возраст коры в Центральной котловине, как и в пределах Восточно-Индийского хребта, уменьшается с севера на юг, в то время как в Западно-Австралийской — с юга на север [8, 20].

Центральной котловине отвечает аномальное магнитное поле полосчатой структуры [25]. Линейные магнитные аномалии имеют широтное прости-

рание и лишь в южной части котловины при приближении к активному Центрально-Индийскому спрединговому хребту азимут их резко меняется до 135° СВ [22]. Трансформные разломы, ограничивающие линейные аномалии, ориентированы субмеридионально, параллельно Восточно-Индийскому хребту.

Возраст океанской коры в пределах Центральной котловины уменьшается с севера на юг от поздне-мелового (аномалия 34) до современного. Магнитометрические и палеонтологические (по фауне перекрывающих осадков) данные свидетельствуют о том, что базальты Восточно-Индийского хребта в большинстве своем одного возраста с породами

океанской коры Центральной котловины [26]. Смещения разновозрастных аномалий между трансформными разломами обусловлены перескоками в южном направлении оси спрединга Центрально-Индийского хребта. Согласно модели В.Моргана [17], эти перескоки были связаны с близостью оси спрединга к мантийному плюму.

Предполагается, что наиболее значительные левосторонние перемещения позднемиоценовых и палеоценовых аномалий (34–25) наблюдаются у зоны трансформного разлома 85° в.д. (см. рис. 1). Эта разломная зона, по данным спутниковой альтиметрии, прослеживается далее на юг вплоть до юго-западного окончания плато Кергелен, где она называется Кергеленской разломной зоной [20].

В Западно-Австралийской котловине линейные магнитные аномалии в области, примыкающей к хребту, также ориентированы субширотно. Однако, как упоминалось выше, возраст коры уменьшается с юга на север от позднемиоценового (аномалия 33) до среднеэоценового (аномалия 20). В Кокосовой котловине был идентифицирован реликтовый спрединговый хребет Вартон, активность которого предположительно прекратилась в среднем эоцене (аномалия 19) [15]. Отдельные сегменты палеоспредингового хребта Вартон смещены по трансформным разломам и последовательно распространяются от Восточно-Индийского хребта на северо-восток до Зондского желоба (см. рис. 1). Севернее реликтового хребта Вартон с юга на север идентифицированы (предположительно) линейные магнитные аномалии 22–30 (средний эоцен – поздний мел). Последовательность симметричных относительно хребта Вартон серий магнитных аномалий указывает на то, что северная часть Западно-Австралийской котловины является частью Индийской плиты, а южная — частью Австралийской [20].

Со стороны Западно-Австралийской котловины Восточно-Индийский хребет ограничивается севернее 12° ю.ш. разломной зоной 90°, а южнее — разломной зоной 88,5° в.д. Существует мнение, что последняя контролировала положение Восточно-Индийского хребта в то время, когда спрединговый хребет Вартон мигрировал в северном направлении [20].

Необходимо отметить, что по данным регулярных комплексных исследований в пределах Маскаренско-Австралийского геотраверза [10] в структуре магнитного поля Восточно-Индийского хребта и непосредственно прилегающих к нему частей сопряженных котловин линейные магнитные аномалии практически не фиксируются.

Глубинная структура Восточно-Индийского хребта изучена весьма слабо. По немногочисленным данным ГСЗ [2] установлено, что поверхность хребта покрыта толщей низкоскоростных (2–

2,7 км/с) осадочных пород мощностью 0,3–1 км. Ниже находится слой неоднородных по скоростным характеристикам пород — скорости продольных волн варьируют от 3,8 до 5,8 км/с, а мощность изменяется от 2 до 4,5 км. Мощность третьего слоя со скоростями волн 6,6–6,9 км/с изменяется от 3 до 5,5 км. Граничная скорость на поверхности Мохо составляет 7,9–8,1 км/с. По данным ГСЗ суммарная мощность океанской коры Восточно-Индийского хребта не превышает 9 км и не претерпевает существенных изменений, за исключением мощности осадочно-вулканогенного слоя. Однако по гравиметрическим данным, полученным в пределах Маскаренско-Австралийского геотраверза, под границей Мохо здесь выделяется крупный блок разуплотненной мантии (плотность 3,15 г/см³), который образует корень хребта, погружающийся до глубины около 23 км (рис. 3), т.е. хребет в значительной степени изостатически скомпенсирован [6, 10].

Сведения о составе пород, слагающих Восточно-Индийский хребет, базируются на данных по скважинам глубоководного бурения [13, 14, 18, 19]. К настоящему времени в пределах хребта пробурены семь скважин — 214 и 216 (рейс 22), 253 и 254 (рейс 26), 756, 757 и 758 (рейс 121).

Скважина 254 расположена на южном окончании Восточно-Индийского хребта (30°58' ю.ш., 87°54' в.д., глубина устья скважины 1253 м).

Породы фундамента (301–345,5 м) представлены потоками оливиновых и плагиоклазовых порфиров базальтового состава массивной миндалекаменной или брекчиевой текстуры. Структура основной массы в порфиритах тонко- и среднезернистая. Возраст пород оценивается в соответствии с возрастом перекрывающих их осадочных образований более чем в 38 млн. лет (поздний эоцен – ранний олигоцен). Это самые молодые породы основания из известных на Восточно-Индийском хребте.

Все базальты этой скважины являются низкокальциевыми толеитовыми и высокожелезистыми. Для них характерны высокие содержания Ni (86–249 ppm), Sc (39 ppm) и легких РЗЭ. Отношение La/Ta (19) выше, чем в базальтах других скважин хребта и наиболее приближено к отношениям, характерным для *N*-типа MORB. Хотя верхний контакт базальтов с осадками согласный, породы на контакте весьма выветрелые. Последний факт, а также миндалекаменная текстура вулканических пород свидетельствуют о том, что извержения происходили, по-видимому, в субаэральных условиях.

Осадочно-вулканогенная толща (210–301 м) позднеэоцен-раннеолигоценного возраста формировалась в мелководно-морских условиях. Представлена песками, песчанистыми глинами, алевролитами и прослоями плохо отсортированных галеч-

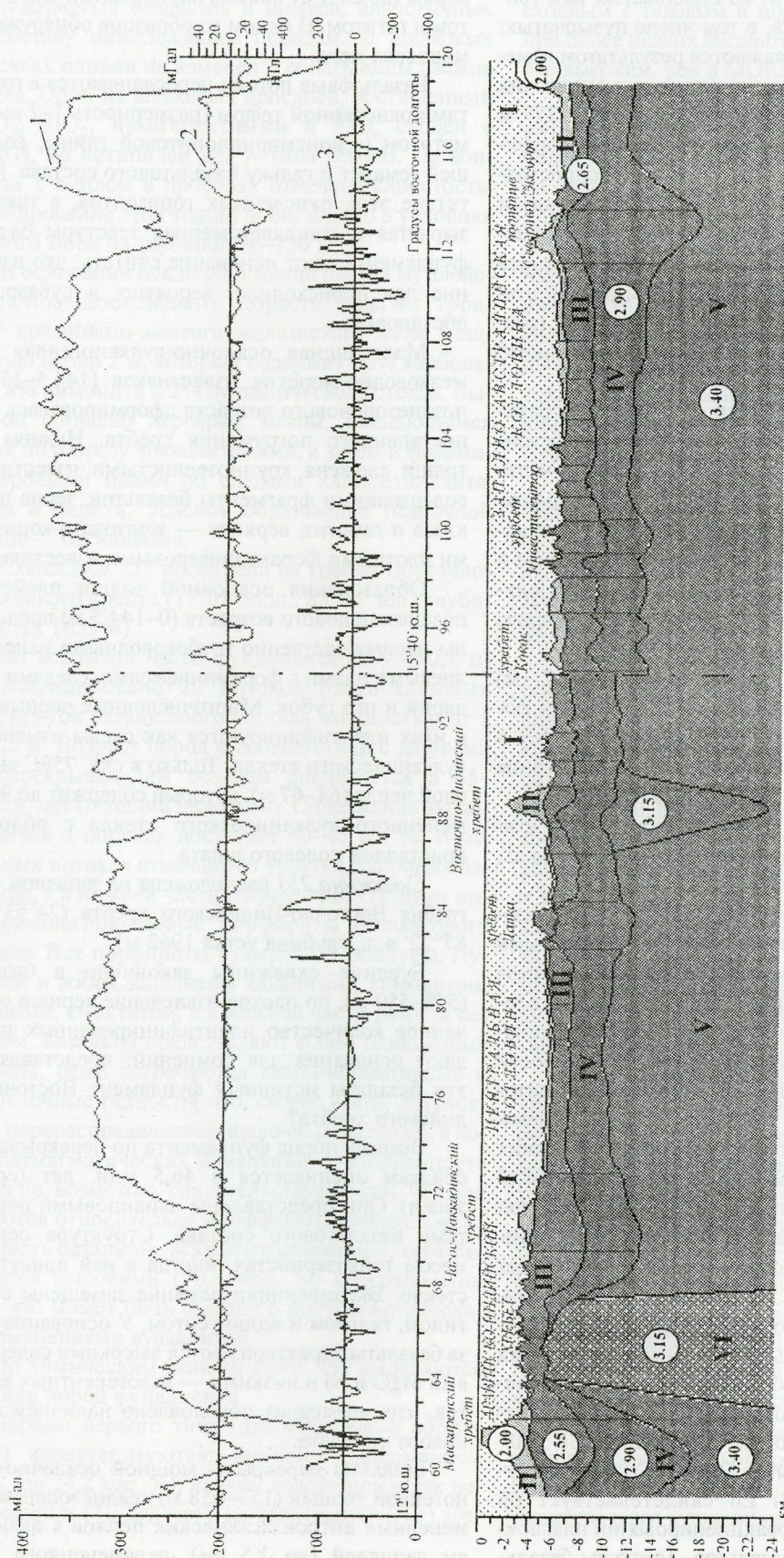


Рис. 3. Разрез литосферы Индийского океана от Маскаренского хребта до Австралии по 12° и 15°40' ю.ш.:

геофизические поля: 1 — аномалии силы тяжести Буге, 2 — аномалии силы тяжести изостатические, 3 — аномалии силы тяжести изостатические, II — первый океанический слой (осадочный), III — второй океанический слой, IV — третий океанический слой, V — верхняя мантия, VI — тектонические нарушения; 2 — плотность слоев и блоков, г/см³

ников. Состав пород отражает их связь с базальтами основания: галька состоит из стекловатых или тонкозернистых порфиритов, в том числе пузырчатых; глинистые образования являются результатом изменения витритовых частиц и (или) вулканических пеплов; в нижней части разреза на глубине 277 м встречен прослой оливин-плагиоклазовых порфиритов мощностью около 2 м. Широко распространены вторичные минералы — монтмориллонит и цеолиты (филипсит). В нижней части разреза отмечены сульфидные гнезда, а также нодулы пирита (17%) диаметром до 1 см. Ниже 266 м осадки становятся железистыми. В отдельных участках (разломы скольжения) содержится до 60% измененного вулканического стекла.

Породы осадочной толщи отлагались на батинальных глубинах и представлены преимущественно илами различного состава. Олигоценевая часть толщи (167–210 м) сложена фораминиферо-кокколитовыми илами. В интервале 167–176,5 м отмечены небольшое количество аутигенного цеолита и опавшие окислы железа. Присутствует также микрористаллический кальцит, содержание которого увеличивается вниз по разрезу от 26 до 92%.

Плейстоцен-миоценовая толща (0–167 м) представлена переслаиванием кокколитовых и фораминиферовых илов. Количество фораминифер в целом уменьшается вниз по разрезу. Содержание кальция не превышает 10% объема осадков.

Скважина 756 приурочена к склону гребня южной части Восточно-Индийского хребта (27°21' ю.ш., 87°36' в.д., глубина устья 1524 м).

Породы фундамента (150,3–221 м) представлены плагиоклазовыми порфиритами и афировыми базальтами. В верхах вулканогенной части разреза отдельные участки лавовых потоков сложены плагиоклаз-пироксеновыми порфиритами. Скважинами 756 (А, В, С, Д) пройдено в общей сложности более 70 м базальтов, идентифицировано 16 потоков мощностью от 2 до 5 м. Возраст пород основания в соответствии с возрастом наиболее древних осадков оценивается как поздне-среднеэоценовый — 43 млн. лет [20]. Все вулканогенные породы этой скважины относят к умеренно «дифференцированным» оливиновым толеитам; лишь в отдельных участках присутствуют более «дифференцированные», иногда вплоть до кварц-нормативных, разновидности базальтов. Породы обогащены Fe и легкими РЗЭ. Явные аномалии Nb и Ta отсутствуют, что характерно для базальтов океанических островов. Отношения Ti/Zr (94–110) и содержание Sc (40–50 ppm) близки к таковым в MORB. Отсутствие отрицательных аномалий Eu свидетельствует об очень незначительном фракционировании плагиоклаза в ходе эволюции базальтов. Текстуры базаль-

тов пузырчатая и миндалекаменная. Пузырьки и каверны (до 20% от объема пород) заполнены кальцитом и гётитом. В одном из образцов обнаружена самородная медь.

Базальтовые потоки переслаиваются с горизонтами окисленной тефры (размерность 1–2 см) с гематитом и монтмориллонитовой глины, содержащей гематит и гальку базальтового состава. Присутствие этих окисленных горизонтов, а также пузырчатая и миндалекаменная текстуры базальтов фундамента дают основание считать, что извержение лав происходило, вероятно, в субазальной обстановке.

Маломощная осадочно-вулканогенная толща мелководно-морских известняков (144,5–150,3 м) позднеэоценового возраста сформировалась в ходе постепенного погружения хребта. Нижняя часть толщи сложена крупнозернистыми известняками, содержащими фрагменты базальтов, зерна плагиоклаза и гематит, верхняя — желтовато-коричневыми плотными фораминиферовыми известняками.

Образования осадочной толщи плейстоцен-позднеэоценового возраста (0–144,5 м) представлены преимущественно глубоководными нанофоссилиями илами с фораминиферами, следами радиолярий и игл губок. Многочисленные черные пятна в илах идентифицируются как следы измененного вулканического стекла. Только в скв. 756С выявлен слой пепла (64–67 м), который содержит до 90% измененного вулканического стекла с обломками кристаллов полевого шпата.

Скважина 253 расположена на западном склоне гребня Восточно-Индийского хребта (24°53' ю.ш., 87°22' в.д., глубина устья 1962 м).

Бурение скважины закончено в базальтах (558–559 м), но плохое извлечение керна и ограниченное количество идентифицированных потоков дают основания для сомнений: представляют ли эти базальты истинный фундамент Восточно-Индийского хребта?

Возраст пород фундамента по перекрывающим осадкам оценивается в 46,5 млн. лет (средний эоцен). Они представлены оливиновыми порфиритами базальтового состава. Структура основной массы тонкозернистая, иногда в ней присутствует стекло. Вкрапленники оливина замещены серпентином, тальком и иддингситом. У основания разреза базальты характеризуются высокими содержаниями MgO и Ni и низкими — некогерентных элементов, что, возможно, обусловлено наличием оливинового кумулата.

Базальты перекрыты мощной осадочно-вулканогенной толщей (153–558 м) среднеэоценовых измененных витрокластических пеплов с включением лапиллей (до 1,5 см), неизмененного стекла

(5–15%) и фрагментов раковин моллюсков (1–2%). На глубинах 219 и 228 м пройдены тонкие прослойки пузырчатых базальтов и шлаков, аналогичных по составу нижележащим породам. В шлаковых прослоях оливин не изменен и обнаружены свежие стекла. Один из шлаковых прослоев, обогащенный Al_2O_3 , SiO_2 , некогерентными и PЗЭ, сходен с MORB, но нетипичен для N-типа MORB. На контактах с пеплом в прослоях отмечена слоистость. Формирование этой толщи происходило в условиях мелкого моря на глубинах 50–150 м.

В основании осадочной толщи (0–153 м) плейстоцен-позднеэоценового возраста залегает горизонт красновато-желтого железистого мела мощностью около 2 м, который содержит 90% карбонатов, 8% лимонита и 2% вулканического стекла. Выше он согласно перекрыт мелом, сменяющимся вверх по разрезу кокколитоидными, а затем и фораминиферными илами со следами клиноптилолита, гипса и барита. Условия образования осадочной толщи — батинальные.

Скважина 757 пробурена на гребне Восточно-Индийского хребта (17°01' ю.ш., 88°02' в.д., глубина устья 1655 м).

Во вскрытой части фундамента (369–420,7 м) идентифицировано 20 потоков плагиоклазовых порфиритов базальтового состава мощностью от 1 до 5,5 м. Возраст пород в соответствии с данными по перекрывающим осадкам оценивается в 55–59 млн. лет (поздний палеоцен). Содержание вкрапленников в породах достигает 40–45 об. %. В отдельных потоках отмечаются участки афировых базальтов, а в нижней части разреза присутствуют пироксен-плагиоклазовые порфириты базальтового состава. Все порфириты пузырчатой текстуры. Пузырьки и жилы заполнены кальцитом, лимонитом, хлоритом, смектитом, а в нижней части разреза целолитом. Базальты представляют собой оливиновые толеиты, реже встречаются кварц-нормативные и субщелочные разновидности, что, скорее всего, обусловлено перераспределением щелочных металлов в ходе постмагматических изменений. Обогащенность пород Fe, возможно, свидетельствует о том, что они являются относительно «дифференцированными».

Часть базальтов, вскрытых скважиной, характеризуется высокими (>0,8 мас. %) содержаниями K_2O , что может быть связано с постмагматическими изменениями вулканитов.

По химическим данным в скв. 757 выделяются два типа пород фундамента.

Породы первого типа (плагиоклазовые порфириты) характеризуются: высоким содержанием Al_2O_3 (до 24,2 мас. %); низким содержанием как некогерентных (Ti, Zr), так и когерентных (Ni, Cr) эле-

ментов, что, вероятно, обусловлено добавлением кумулата плагиоклаза; спектром распределения PЗЭ, сходным с таковым в породах основания скв. 756, при более низких абсолютных содержаниях PЗЭ; более высоким, чем в MORB, отношением Ti/Zr (160).

Породы второго типа (пироксен-плагиоклазовые порфириты) имеют следующие особенности: более низкое по сравнению с породами первого типа содержание Al_2O_3 (18,7–19,5 мас. %); большая «дифференцированность» по сравнению с лавами первого типа (по содержанию Ni и Cr, некогерентных элементов, отношению FeO^*/MgO); повышенные отношения Zr/Nb (16,5–18,8) и Zr/Ta (221–275); значительные отрицательные аномалии Eu, вызванные, вероятно, фракционированием полевых шпатов; низкие содержания тяжелых PЗЭ и Sr, указывающие на удаление пироксена из расплава или на замещение граната.

Предполагается, что исходный расплав представлял собой смесь магм базальтового и андезитового составов. По всей вероятности, извержение лав происходило в субаэральных условиях, хотя пузырчатость их может быть связана и с повышенной фугитивностью кислорода.

Верхнепалеоценовая часть осадочно-вулканогенной толщи (250,4–369 м) представлена витрокластическими туфами — массивными и гомогенными в нижней части разреза. Туфы на контакте с базальтовыми потоками фундамента темно-красной окраски, содержат многочисленные остатки раковин. Остальная часть массивных туфов (темно-зеленые и зеленовато-серые) содержит базальтовую и кремнистую гальку и фрагменты раковин. Верхняя часть туфогенной толщи насыщена крупными лапиллями диаметром от 2 до 5 мм. В туфах повсеместно отмечаются вулканическое стекло, небольшое количество полевого шпата и глауконита, а также ископаемые остатки.

Нижнеэоцен-верхнепалеоценовая (211,7–250,4 м) часть осадочно-вулканогенной толщи сложена витритовыми пеплами со значительным содержанием лапиллей. В верхах разреза основными компонентами являются глауконит и фораминиферы, отмечаются включения базальтовой гальки. Пеплы имеют тот же состав, что и подстилающие туфы. По всей вероятности, эруптивный центр был расположен вблизи уровня моря. В результате взаимодействия магмы с водой произошло крупное извержение, приведшее к образованию лапиллей и мощных тонкозернистых пепловых отложений.

Осадочно-вулканогенная толща формировалась в мелководно-морской обстановке (100–200 м). Предполагается, что пеплы являются продуктом фреатического вулканизма.

Дальнейшее погружение до батинальных глубин сопровождалось накоплением осадочной толщи. В основании ниже-среднеэоценовой части разреза (168,5–211,7 м) формировались мелы, которые вверх по разрезу замещаются толщей известковистых илов с прослоями пепла в нижней ее части и нанофоссилиями — в верхней.

В плейстоцене – среднем эоцене (0–168,5 м) отлагались нанофоссилиевые илы с фораминиферами в верхних 40 м толщи.

Скважина 214 расположена на гребне Восточно-Индийского хребта (11°20' ю.ш., 88°43' в.д., глубина устья 1655 м).

Возраст пород фундамента (490–500 м) оценивается в 59 млн. лет (поздний палеоцен). Они представлены грубозернистыми оливин(?)-плагиоклазовыми порфиритами базальтового состава. Оливин в базальтах замещен смектитом и гидроксидами железа. Породы имеют пузырчатую, миндалекаменную или массивную текстуры. Базальты представляют собой высокожелезистые оливиновые толеиты.

Наиболее древние (палеоцен – маастрихт?) образования осадочно-вулканогенной толщи (390–490 м) сформировались в лагунной обстановке. Они представлены туфами, в том числе лапиллиевыми, содержащими прослой лигнитов, а в нижней части (30 м) также потоки (или силлы) пироксен-плагиоклазовых порфиритов андезитового состава. Венчает разрез прослой известняков, содержащих зерна полевого шпата, витрокластический материал и фрагменты вулканических пород.

Андезитовые порфириты содержат фенокристаллы титаномагнетита, имеют пятнистую или такситовую текстуру, тонкозернистую, микролитовую или стекловатую структуру основной массы. Для них характерны следующие особенности состава: «дифференцированность» ($MgO < 3$ мас. %, $Ni < 10$ ppm, низкое содержание V, отношение $FeO^*/MgO < 3$); обогащенность легкими РЗЭ; более низкое содержание Sc (около 18 ppm) по сравнению с другими лавами Восточно-Индийского хребта; небольшая отрицательная аномалия содержаний Eu, что указывает на фракционирование полевого шпата; низкие отношения Ti/Zr (21–24) и Ti/Nb (288–327), сходные с таковыми «дифференцированных» базальтов нижней части разреза скв. 756; высокое отношение P/Zr (7–8) и низкое содержание Ti, что, очевидно, свидетельствует об удалении из расплава титаномагнетита; обогащенность некогерентными элементами; низкое содержание Sr (около 18 ppm), обусловленное извлечением плагиоклаза.

Океанские андезиты скв. 214, по-видимому, могли быть образованы из того же расплава, что и

подстилающие их базальты, за счет фракционирования клинопироксена, плагиоклаза и титаномагнетита [16].

Осадочная толща формировалась на различных глубинах. Палеоценовые глауконитовые карбонатные алевролиты и пески нижней части толщи (333–390 м) отлагались в мелководно-морских условиях. Дальнейшее погружение в конце позднего палеоцена – плейстоцене привело к накоплению верхней части толщи (0–333 м) — мелов с глауконитом (нижние 100 м), а также батинальных наноил и фораминиферных илов.

Скважина 216 приурочена к южному краю изолированного поднятия в северной части Восточно-Индийского хребта (01°28' с.ш., 90°12' в.д., глубина устья 2247 м).

Возраст верхней части лав фундамента в соответствии с возрастом вышележающих осадочных пород оценивается в 65–68 млн. лет (маастрихт). Соответствующий интервал разреза (457–477,5 м) представлен потоками плагиоклазовых порфиритов базальтового состава. Текстуры пузырчатая (шлаковидная) и миндалекаменная. Базальты «дифференцированные», обогащенные в нижней части железом (Fe_2O_3 13,5–15,4 мас. %) до ферробазальтов. В целом базальты обогащены РЗЭ. Содержание Sc (42 ppm) сходно с таковым в MORB и базальтах скважин 756 и 758. По сравнению с базальтами скв. 214 отмечено обогащение некогерентными элементами. В одном из образцов зафиксирована отрицательная аномалия содержаний Eu. Для базальтов скв. 216 характерна высокая степень вторичных изменений (хлорит, вермикулит, кальцит, смектит и т.д.), что наряду с текстурными признаками свидетельствует, очевидно, о субэвальной обстановке извержения базальтовых потоков.

Верхнемеловая (маастрихт) мелководно-морская осадочно-вулканогенная толща (348–457 м) в основании представлена мелями с дискретными прослоями вулканического пепла и стекловатых базальтов. Вверх по разрезу мелы замещаются туфогенными глинами, которые, в свою очередь, переходят в глауконитовые глины мощностью до 16 м.

Палеоцен-плейстоценовая осадочная толща (0–348 м) отлагалась в глубоководных условиях и представлена наномелями с прослоями кремней в палеоцен-эоценовой части разреза. Венчают разрез наноилы с фораминиферами (5–15%).

Скважина 758 расположена на юго-западе крупного изолированного блока в северной части Восточно-Индийского хребта (05°29' с.ш., 90°22' в.д., глубина устья 2935 м).

Возраст пород фундамента (677–499 м) в соответствии с возрастом наиболее древних осадочных

пород оценивается в 73–83 млн. лет (маастрихт – кампан). Всего в скважине было вскрыто 29 базальтовых потоков. Нижние маломощные (1–5 м) потоки вверх по разрезу сменяются массивными потоками (до 20 м). В отличие от других скважин в пределах Восточно-Индийского хребта нижние потоки представлены подушечными (пиллоу) лавами, что свидетельствует о глубоководной (1500–2000 м) обстановке их формирования. Среди базальтов преобладают афировые разности, исключением являются лавы потока 4, которые представляют собой плагиоклазовые порфиристы базальтового состава. В потоках 2, 15 и 17 обнаружены единичные фенокристаллы пироксена.

Базальты скв. 758 достаточно изменены, на что указывает наличие вторичных минералов, таких как хлорит, смектит, сапонит, а также сульфидов, кальцита, кварца, опала и анкерита. Перечисленные минералы заполняют в породах поры и трещины. Отмечаются псевдоморфозы идингита и сапонита по оливину и цеолита по плагиоклазу. Появление цеолита и сульфидов, а также уменьшение количества кальцита являются отличительными особенностями изменений базальтов скв. 758.

Базальты умеренно «дифференцированные» — достаточно железистые оливиновые толеиты. Наиболее порфиристый поток 4, характеризующийся высокими содержаниями Ni и Cr, представляет собой, по-видимому, продукт кристаллизации примитивной магмы, а положительная аномалия содержания Eu свидетельствует о добавлении плагиоклазового кумулата.

Содержание некогерентных элементов является промежуточным между таковым в базальтах скважин 756Д и 757С. Отношение Zr/Ta (почти 400) значительно превышает таковое в базальтах других скважин Восточно-Индийского хребта.

Осадочно-вулканогенная толща кампанского возраста (431–499 м) сложена зеленовато-серыми туфами с маломощными прослоями пеплового известковистого мела и пеплов. Пеплы представляют собой дистальные фации крупных вулканических извержений. Вверх по разрезу осаждение пеплов постепенно ослабевает. Разрез включает также турбидиты — вулканокластический и эпикластический материал, стекающий с вулканов. Толща содержит округлую базальтовую гальку диаметром менее 1 см, фрагменты пемзы и раковин. В фуюндах присутствует некоторое количество пирита.

Осадочная толща в кампанской части (367–431 м) сложена известковистыми глинами (вероятно, являющимися продуктом разложения вулканического пепла) с фораминиферами и нанофоссилиями. Породы содержат CaCO_3 (31%), кремнистую

гальку, прослой темных пеплов и порцелланита. Глины составляют 40–74% объема осадков, фораминиферы — 30% (у кровли) и 3% (у подошвы), радиолярии — не более 6%.

В верхнемаастрихт-верхнекампанской части разреза (296–367 м) глины замещаются мелями с нанофоссилиями, фораминиферами, прослоями глин, пепла и тонкими прослоями кремней и порцелланита. В отдельных образцах отмечено наличие пирита. По направлению от подошвы к кровле толщи увеличивается содержание CaCO_3 от 60 до 90% и нанофоссилий от 10 до 65%, уменьшается содержание фораминифер от 40% до 0. Фрагменты раковин образуют скопления длиной до 2,5 см. Породы пятнистые и нарушены микросбросом, смещение по которому составляет 2 см.

Среднемиоцен-нижнепалеоценовые (122–269 м) нанофоссилиевые и известковистые мелы местами замещаются фораминиферовыми разностями. Содержание CaCO_3 уменьшается снизу вверх по разрезу от 95 до 86%, что обусловлено увеличением в этом же направлении илистой составляющей. В отдельных образцах обнаружены кремнистая галька, обломки пирита, спорадические включения пепла. Региональное стратиграфическое несогласие (37–58 млн. лет) соответствует значительному перерыву в осадконакоплении — эоцен практически полностью отсутствует.

Доминирующим компонентом осадочной толщи являются нанофоссилии (40–70%). Содержание фораминифер увеличивается вверх по разрезу от <5 до 30%, содержание радиолярий не превышает 5%.

Нижнеплейстоцен-среднемиоценовые (25–122 м) породы представлены нанофоссилиевыми илами и глинами с фораминиферами и микритами. Верхняя часть разреза содержит несколько прослоев серо-коричневых пеплов мощностью 2–15 см и многочисленные тонкие (1–2 см) пепловые пропластки зеленого и темно-зеленого цвета. Пепловые слои в большинстве случаев характеризуются резкими базальными контактами. В отдельных участках в пеплах отмечается градационная слоистость, выраженная в уменьшении размерности зерен вверх по разрезу, что, по-видимому, связано с увеличением в этом же направлении содержания фораминифер от 1 до 10%. Диатомеи и радиолярии в нижней части толщи отсутствуют, а в верхней составляют около 20%. Доминирующий компонент осадков — нанофоссилии (60–72% объема пород). В целом илы пятнистые, от белых внизу до серыхверху. Накапливались в батиальных условиях на глубинах 1000–3000 м.

Венчают разрез голоцен-верхнеплиоценовые (0–35 м) измененные наноилы с прослоями глин и

фораминиферами. Мощность илов варьирует от 10 до 100 см, окраска изменяется от светлой до темной. Темные илы на 10–20% содержат больше глинистой составляющей и меньше кальцита, чем светлые. Разрез содержит шесть слоев (5–30 м) и маломощных (1–2 см) прослоев пеплов. Массивные пеплы имеют четкий базальный контакт. Вверх по разрезу уменьшается отсортированность пеплов — они становятся более мелкозернистыми. Наиболее молодой слой кислого пепла (0–34 м) связывают с извержением вулкана Тоба на севере о. Суматра 75 000 лет назад.

Приведенные описания керн скважин глубоководного бурения свидетельствуют о трехчленном строении разреза Восточно-Индийского хребта (см. рис. 2). Фундамент хребта сложен вулканогенными породами преимущественно базальтового состава. Толща пород, перекрывающих фундамент, включает осадочно-вулканогенный и осадочный комплексы.

Большинство вулканогенных пород фундамента ярко выраженного порфирового строения. Вкрапленники представлены оливином, плагиоклазом и (или) пироксеном. Фактически эти породы могут быть названы порфиритами базальтового состава. Афировые разности базальтов в подавляющем большинстве скважин практически отсутствуют или образуют отдельные участки в потоках лав порфирового сложения. В скв. 756 выявлены маломощные самостоятельные потоки афировых базальтов и лишь в скв. 758 разрез вулканитов (наиболее древних из изученных в пределах хребта) почти целиком состоит из афировых пиллоу-лав.

Вулканиты Восточно-Индийского хребта могут быть отнесены к слабо дифференцированной базальт-исландит-риолитовой толеитовой серии, кислая (риолитовая) часть которой редуцирована. Состав магматических пород рассматриваемой структуры за 20 млн. лет (разница в возрасте между наиболее древними и молодыми вулканитами) не претерпел эволюции, породы характеризуются достаточно выдержанным составом. Для всех вулканитов отмечаются относительно повышенные содержания алюминия, железа, легких РЗЭ и пониженные — магния и титана. По распределению некогерентных элементов эти породы занимают промежуточное положение между вулканитами СОХ и океанических островов и близки к лавам плато Кергелен-Херд. Вулканиты из различных скважин отличаются друг от друга по ряду параметров. Так, в скв. 216 обнаружены ферробазальты, в скв. 758 — высокомагнезиальные базальты ($MgO \sim 8\text{--}10 \text{ мас. } \%$), по видимому, близкие по составу к продуктам кристаллизации «примитивных» (первичных) магм.

Скважинами 756, 757 вскрыты более «дифференцированные» базальты (пониженные содержания MgO , повышенные — FeO^* и, соответственно, более высокое FeO^*/MgO).

Необходимо отметить, что в скв. 757 ODP в одном из лавовых потоков, наряду с толеитами *E*-типа MORB, обнаружены крайне необычные для внутриокеанских областей низкотитанистые базальты и андезитобазальты. На диаграмме $TiO_2\text{--}K_2O$, как и на других дискриминационных диаграммах ($Zr\text{--}Y\text{--}Nb$, $Cr\text{--}Ti$, $Ti\text{--}Zr$, $Zr\text{--}Y$, $Zr\text{--}Ti\text{--}Sr$), точки, отвечающие их составам, размещаются в поле островодужных известково-щелочных базальтовых серий, на что ранее не обращалось внимания. От других океанских пород они отличаются и боуэнским трендом дифференциации, свидетельствующем о водонасыщенности магмы. Если для собственно островодужных серий это объясняется влиянием водных флюидов, отделяющихся при дегидратации вещества субдуцирующейся океанской литосферной плиты, то причина локального проявления потоков подобных флюидов во внутриокеанской обстановке пока не исследована [7].

По данным Н.М.Сущевской с соавторами [9], основание Восточно-Индийского хребта сложено, главным образом сильно дифференцированными железо-титанистыми базальтами. Кроме того, выявлены и толеиты переходного к «андезитовому» типа (SiO_2 52–52%, TiO_2 0,9–1,2%) и, возможно, могут быть обнаружены и щелочные базальты.

Распределение некогерентных элементов и изотопно-геохимические характеристики лав Восточно-Индийского хребта свидетельствуют о том, что их источники занимают промежуточное положение между выплавками из деплетированной (*N*-типа MORB) и обогащенной (типа базальтов океанических островов) мантии.

По мнению Г.Л.Кашинцева [3], вулканиты в основании Восточно-Индийского хребта представляют собой характерные ферротолеиты, геохимически сходные с траппоидными базальтами на континентах. Он отмечает, что ферробазальты (скв. 214) и магнезиальные разновидности базальтов с меньшими содержаниями *Sr* и несколько большими содержаниями *Y* (скв. 757) в целом по сумме редких элементов ближе к базальтам океанических поднятий, чем к базальтам СОХ. Вместе с тем, характер распределения в них РЗЭ близок к таковому в траппах. Предполагается, что появление магнезиальных базальтов, может быть, связано с постепенным разогревом мантийного субстрата под хребтом или, что более вероятно, с извержением из остаточных очагов магм, обогащенных осажденным в процессе кристаллизационной дифференциации оливином [3].

Перекрывающий породы фундамента осадочно-вулканогенный комплекс, возрастной диапазон накопления которого изменяется с севера на юг от кампанского (скв. 758) до раннеолигоцен-эоценового (скв. 254), чрезвычайно разнообразен по составу слагающих его осадочно-вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород и характеризуется значительным варьированием мощностей (от 6 до 405 м).

В большинстве разрезов скважин (кроме скв. 756) осадочно-вулканогенная толща содержит прослой базальтовых туфов и пеплов, что, как правило, не характерно для внутриокеанских островных геоструктур. Породы толщи чаще всего субазрального, мелководно-морского или склонового происхождения. Лишь в скв. 758 выявлены глубоководные фации осадочно-вулканогенных пород. В нижней части осадочно-вулканогенной толщи (скв. 214) отмечены потоки (или силлы) андезитов. Данные непрерывного сейсмопрофилирования в пределах центрального сегмента (10–18° ю.ш.) свидетельствуют об интенсивной раздробленности фундамента хребта по простиранию. Широкое развитие разрывных нарушений западно-юго-западного и восточно-северо-восточного направлений привело к возникновению сложной системы изолированных впадин («карманов») и поднятий, которые контролируют распределение осадочно-вулканогенной толщи и предопределяют значительные вариации ее мощности. Минимальные мощности комплекса характерны для скважин, приуроченных к поднятиям фундамента (скв. 756), максимальные — для скважин, пробуренных на участках локализации впадин или «карманов» в фундаменте (скв. 253).

Вышележащий осадочный комплекс, возраст наиболее ранних пород в котором изменяется от кампанского на севере до олигоценового на юге, повсеместно сложен пелагическими осадками, преимущественно илами. Лишь в наиболее северных скважинах 216 и 758 аккумуляции илов предшествовало формирование пелагических мелов с включениями кремнистой гальки. В скв. 758 мелы подстилаются известковистыми глинами, а в илах, венчающих разрез (верхний миоцен – плейстоцен), выявлены прослой дистальных пеплов. Мощность осадочного комплекса колеблется от 140 до 431 м.

Таким образом, в период формирования вулканогенного фундамента Восточно-Индийского хребта последний, по-видимому, состоял из отдельных субазральных вулканических центров, в промежутках между которыми в субмаринной обстановке изливались лавовые покровы и потоки. В конкретный момент времени эти различные типы вулканической активности могли проявляться синхронно в разных частях структуры. Такая точка зрения под-

тверждается как текстурно-структурными особенностями пород основания (порфировое строение, пористая и миндалекаменная текстуры базальтов в большинстве скважин, за исключением пиллоу-лав скв. 758), так и характером осадочно-вулканогенных пород, перекрывающих вулканиды, большинство из которых формировалось в субазральной или мелководной обстановке (кроме осадочно-вулканогенных пород скв. 758, образованных, очевидно, в батинальных условиях).

Вопрос о происхождении Восточно-Индийского хребта имеет ключевое значение для понимания истории геологического развития всего Индийского океана. Основные гипотезы о его генезисе проанализированы в работе, основанной на материалах 54-го и 58-го рейсов научно-исследовательского судна «Витязь» [2]. Согласно этим гипотезам, хребет может быть: реликтом континентальной коры; поднятием океанской коры горстового типа; результатом надвига одной плиты на другую; антиклинальным поднятием океанской коры, под которым находится разуплотненная зона из смеси габбро и серпентинизированных перидотитов, возникшая в результате действия «горячей точки».

В последнее время большинство исследователей склонны считать, что формирование столь крупной структуры, как Восточно-Индийский хребет, возможно лишь при наличии крупного квазистационарного магматического очага («горячей точки», «плюма»), располагавшегося вблизи или непосредственно под осевой зоной Центрально-Индийского спредингового хребта, и быстрой миграции над ним Индийской плиты в северном направлении. Рассчитанная средняя скорость миграции Индийской плиты над магматическим источником составляет 9,1–9,7 см/год [12]. При этом предполагается, что образование базальтов Восточно-Индийского хребта происходило либо на очень молодой океанской коре, либо непосредственно у оси спрединга приблизительно одновременно с формированием океанской коры Центральной котловины. Как полагают сторонники этой точки зрения [20, 26 и др.], данные глубоководного бурения (рейсы 22, 26, 121) в целом подтверждают, что хребет является парным элементом следа «горячей точки» Кергелен – Восточно-Индийский хребет. В пользу гипотезы «горячей точки» свидетельствуют: увеличение возраста вулканидов основания Восточно-Индийского хребта вдоль его простирания с юга на север от ~38 (скв. 254) до ~80 млн. лет (скв. 758); определенное сходство их состава с составом вулканидов океанических островов; постоянство палеошироты (близкой современной широте о. Кергелен ~50° ю.ш.), на которой формировались базальты основания хребта, вне зависимости от их возраста [21].

Некоторые исследователи полагают, однако, что отсутствие в Восточно-Индийском хребте типичных «островных» вулканитов ставит под сомнение гипотезу о его происхождении за счет глубинного магматизма «горячей точки». Петрогеохимические особенности развитых здесь толеитов и обогащенных субщелочных пород лучше согласуются с точкой зрения о том, что Восточно-Индийский хребет представляет собой вулканическое поднятие, ориентированное вдоль одного из палеотрансформных разломов [7].

Согласно этой точке зрения, уже в позднем мелу Восточно-Индийский хребет представлял собой линейное поднятие океанского фундамента, заложившееся вдоль гигантского разлома (типа трансформного) меридионального простирания [2, 3, 5]. Вулканическая деятельность в пределах хребта началась в кампане. В маастрихте она прекратилась, северная часть хребта погрузилась. Затем Восточно-Индийский хребет испытал общее погружение, а в конце позднего мела активизировались тектонические движения в южной части структуры, которые продолжались вплоть до раннего эоцена и сопровождались излияниями новых порций базальтов. При этом некоторые исследователи [5], признавая существование под хребтом области разуплотнения вещества верхней мантии, связывают последнюю, в отличие от сторонников гипотезы «горячей точки» [20, 26 и др.], не с магматическим плюмом, а с наличием под хребтом многочисленных подводящих трещин, залеченных менее плотным базальтовым материалом.

Подобная интерпретация генезиса Восточно-Индийского хребта учитывает (как и гипотеза «горячей точки») и изменение возраста вулканитов вдоль простирания хребта, и погружение его основания в северном направлении. Вместе с тем, она, возможно, позволяет лучше объяснить то, что базальтовые порфиристы в южной части хребта (скважины 254, 756) занимают значительно более высокое положение, чем в центральной и северной (скважины 253, 757, 214, 216, 758). Если в конце позднего мела – начале эоцена действительно имела место активизация тектонических движений в южной части хребта, то не исключено, что базальты в скважинах 254 и 756 могут залегать на вулканитах, образованных в более ранний период развития хребта близодновременно с вулканитами в центральной и северной его частях. Следует отметить, что это предположение пока не подтверждено фактическими данными, так как бурение скважин 254, 756 было закончено в самой верхней части базальтовой толщи.

По данным Г.Л.Кашинцева [3], который также не рассматривает Восточно-Индийский хребет как

структуру, связанную с действием «горячей точки», основание хребта сложено ферротолейтами, геохимически сходными с траппоидными базальтами на континентах, а по сумме редких элементов — с базальтами океанических поднятий. При этом отмечается, что в пределах хребта не образовывались дифференцированные щелочные серии, присущие островным геоструктурам, представляющим собой след «горячих точек». На основании этого делается вывод о том, что Восточно-Индийский хребет развивался как магматически активный трансформный разлом, а не как след «горячей точки».

Предполагается, что вся структура хребта представляла собой долгоживущий трансформный разлом на границе между Индийской и Австралийской субплитами [3]. В отдельные периоды его развития, возможно, связанные с этапами локального сжатия, наряду с трещинными излияниями ферробазальтов происходили образование застойных очагов магмы, ее дифференциация и формирование стратовулканов, сложенных более дифференцированными и более щелочными сериями. Суммарная «продуктивность» вулканизма Восточно-Индийского хребта составляет $24 \cdot 10^6 \text{ км}^3$ [24], а средняя скорость поступления магматического материала для последних 40 млн. лет оценивается приблизительно в $1,5 \text{ км}^3/\text{год}$ [11]. Кинематика перемещения плит вдоль разлома способствовала проявлению магматических процессов и интенсивному развитию разрывных нарушений, которые возникли, вероятно, в результате внутриплитных деформаций и обусловили блоковую раздробленность хребта. Таким образом, Восточно-Индийский хребет по своим масштабам, интенсивности и длительности проявления магматизма субщелочного типа относится, судя по всему, к самостоятельному типу разломов-гигантов, отличающихся особым строением и развитием с преобладанием магматических процессов, а не сдвиговых перемещений, характерных для типичных трансформных разломов [3].

Эта точка зрения подтверждается тем, что по данным регулярной магнитометрической съемки, выполненной на Маскаренско-Австралийском геотраверзе, характер аномального магнитного поля и структура магнитоактивного слоя также свидетельствуют не в пользу однозначной интерпретации Восточно-Индийского хребта в качестве типичного трансформного разлома. Так, система субширотных («спрединговых») полосовых магнитных аномалий, которая, как считается, характерна для Центральной и Кокосовой котловин (северная часть Западно-Австралийской котловины), в окрестностях хребта нарушена. Севернее 16° ю.ш. магнитные аномалии, примыкающие к хребту со сто-

роны Кокосовой котловины, приобретают меридиональное, а со стороны Центральной котловины — северо-западное направление.

Характерной особенностью Восточно-Индийского хребта является его приуроченность к области интенсивных деформаций океанской литосферы. Такие деформации, которые связаны с процессами внутриплитной тектономагматической активизации, установлены в Центральной котловине довольно давно [27]. Они проявляются в многочисленных тектонических нарушениях — раздроблении акустического фундамента и осадочной толщи на блоки разных размеров, складчатости осадочных слоев, высокой сейсмичности, наличии локальных участков с повышенным тепловым потоком.

Исследования на Маскаренско-Австралийском геотраверзе [11] показали, что области внутриплитной тектономагматической активизации, выделяемые по наличию многочисленных тектонических нарушений, проявляющихся в морфологии рельефа дна и потенциальных полей, имеют существенно более широкое распространение, чем предполагалось ранее. В частности, такая область в районе Восточно-Индийского хребта охватывает западные части Кокосовой и Западно-Австралийской котловин и простирается значительно дальше к югу в Центральной котловине вплоть до 20° ю.ш.

Структуры области тектономагматической активизации отчетливо проявлены также в плотностной и магнитной неоднородности литосферы [6]. Модельные расчеты показывают принципиальное различие в характере плотностной неоднородности Восточно-Индийского хребта и поднятий, расположенных к востоку и западу от него. Так, Восточно-Индийский хребет имеет, как отмечалось выше, глубокий «корень», представленный разуплотненной мантией, в то время как для окружающих поднятий характерно практически полное отсутствие «корней», что указывает на сжигание верхних слоев коры в результате сжимающих напряжений и субгоризонтального движения масс.

В целом необходимо отметить, что чрезвычайно большая протяженность хребта, значительные ширина и превышение над окружающим дном, наличие «корня», сопряженность с областями внутриплитной тектономагматической активизации отличают эту структуру от наиболее известных палеотрансформных разломов данного региона, таких как меридиональные разломы Индира и Индрани в Центральной котловине [7].

Тот факт, что отдельные элементы Восточно-Индийского хребта сложены породами разного состава и степени дифференцированности, является,

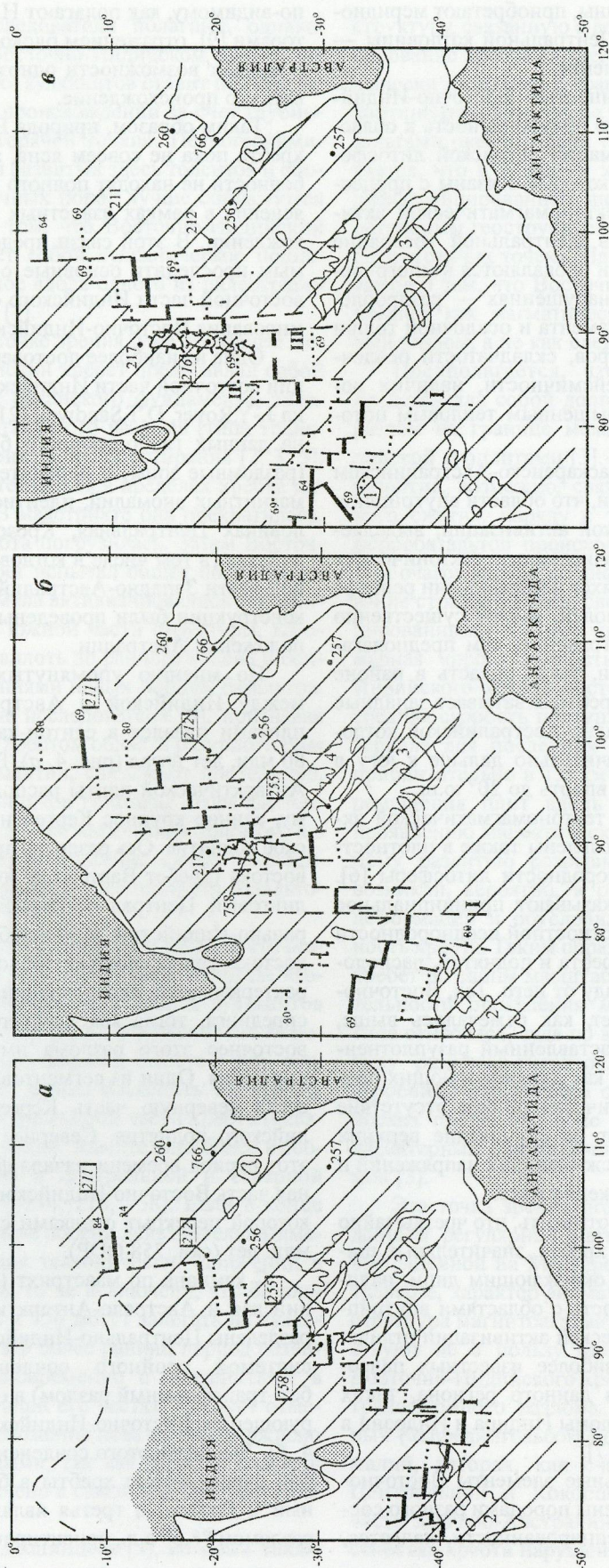
по-видимому, как полагают Н.М.Сущевская с соавторами [9], отражением блокового строения хребта и не дает возможности однозначно интерпретировать его происхождение.

Таким образом, природа Восточно-Индийского хребта пока не совсем ясна, а присущие ему особенности не находят полного и убедительного объяснения в рамках известных гипотез о его происхождении. В этой связи представляется необходимым проследить основные особенности развития восточной части Индийского океана в период формирования Восточно-Индийского хребта.

Одна из наиболее достоверных моделей эволюции восточной части Индийского океана предложена J.-Y.Royer, D.T.Sandwell [21]. Модель базируется на данных глубоководного бурения, альтиметрии (разломные зоны) и переинтерпретации линейных магнитных аномалий, идентифицированных в котловинах Центральная, Крозе и Западно-Австралийская (в том числе в котловине Вартон — северной части Западно-Австралийской котловины). Реконструкции были проведены при фиксированном положении Австралии.

По мнению упомянутых авторов, спрединг между Индийской и Австрало-Антарктической плитами начался в сантон-кампанское время 84–80 млн. лет назад (рис. 4, а). В пределах Австрало-Антарктической плиты располагалось, по-видимому, единое крупное Кергелен-Западно-Австралийское поднятие. Ось раздвига простиралась с северо-востока (хребет Вартон) на юго-запад (протоспрединговый Центрально-Индийский хребет). Центрально-Индийский протохребет был ограничен с востока трансформным разломом Кергелен и характеризовался левосторонними смещениями оси спрединга, тогда как все сегменты оси раздвига восточнее этого разлома имели правосторонние смещения. Один из сегментов оси спрединга пересекал северную часть Кергелен-Западно-Австралийского поднятия. Севернее данного сегмента в этот период времени начала формироваться северная часть Восточно-Индийского хребта, фундамент которой перекрыт осадками с возрастом около 82 млн. лет (скв. 758 ODP).

С кампана по маастрихт (80–69 млн. лет) Индийская и Австрало-Антарктическая плиты были разделены Центрально-Индийским протохребтом и системой тройного сочленения (хребет–хребет–трансформный разлом) в окрестностях формирующегося Восточно-Индийского хребта (см. рис. 4, б). Две ветви этого сочленения представляли собой спрединговые хребты в бассейнах Центральный и Вартон, а третья являлась трансформным разломом 88,5° в.д., ориентированным параллельно



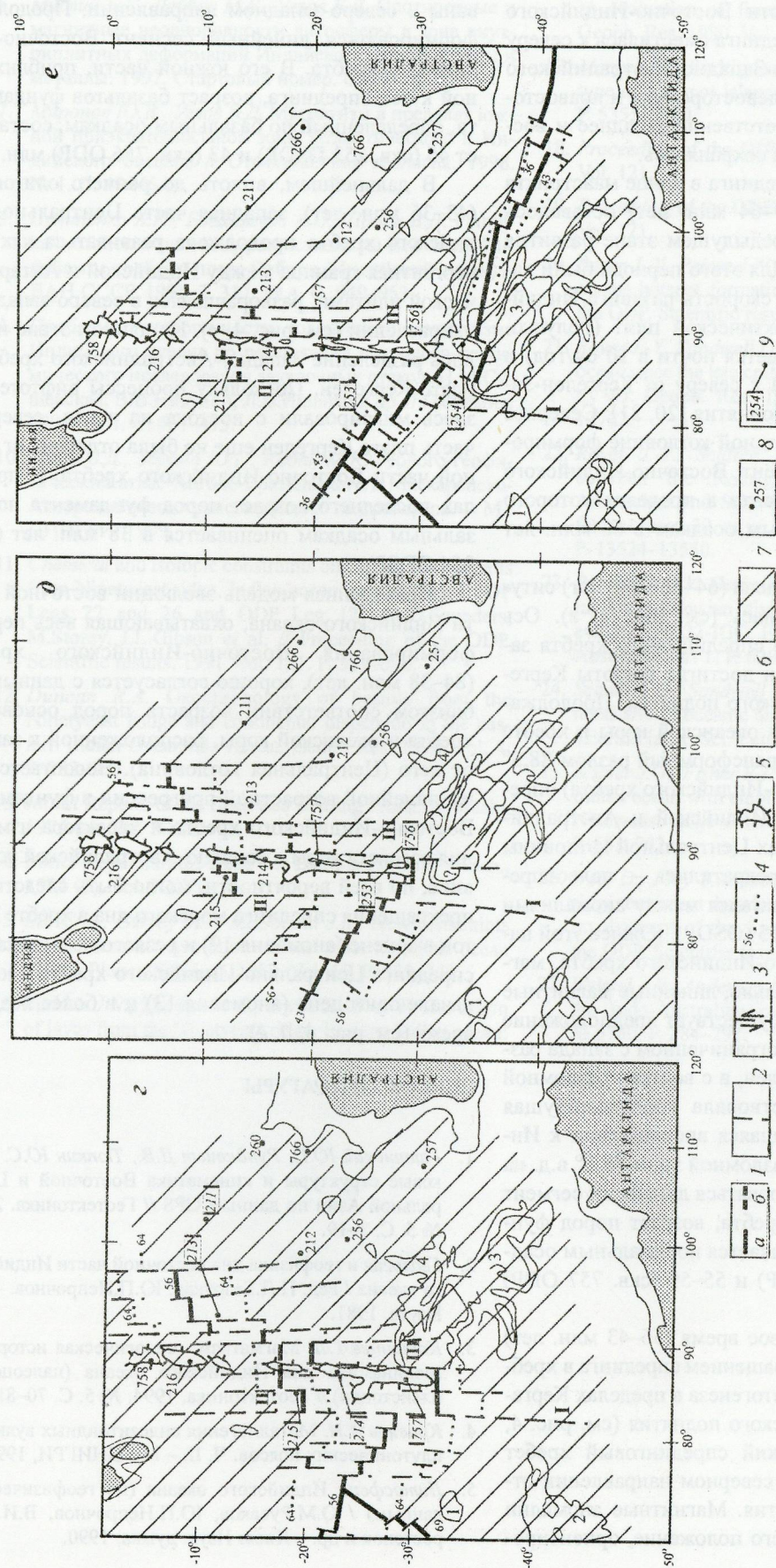


Рис. 4. Палеогеодинамические реконструкции восточной части Индийского океана на период поздний мел — ранний олигоцен:

этапы развития региона, млн. лет: а — 84–80, б — 80–69, в — 69–64, г — 64–56, д — 56–43, е — 43–36; 1 — оси спрединга (а — активные, б — неактивные); 2 — трансформные разломы; 3 — сдвиги; 4 — изохроны, млн. лет; 5 — Восточно-Индийский хребет; 6 — часть океанского ложа, сформированная на данном этапе развития региона; 7 — то же, сформированная на предыдущих этапах развития региона; 8 — скважины глубоководного бурения, вскрывшие породы фундамента, образованные на данном этапе развития региона; 9 — то же, вскрывшие породы фундамента, образованные на предыдущих этапах развития региона; 1 — Кроче, 2 — Конрада, 3 — Кергелен, 4 — Западно-Австралийское, разломные зоны; 5 — Кергелен, II — 84° в.д., III — 88,5° в.д.

уже существующей части Восточно-Индийского хребта. В целом ось спрединга сместилась к северу относительно Кергелен-Западно-Австралийского поднятия, но тенденция левосторонних и правосторонних смещений соответственно западнее и восточнее разлома Кергелен сохранялась.

Положение осей спрединга в конце маастрихта – начале палеоцена (69–64 млн. лет) оставалось близким таковому на предыдущем этапе развития региона (см. рис. 4, в). Для этого периода были характерны максимальная скорость раздвигания Индийской и Австрало-Антарктической плит (полускорость спрединга оценивается почти в 10 см/год) и миграция оси спрединга к северу от Кергелен-Западно-Австралийского поднятия [20, 21]. Севернее оси спрединга в Центральной котловине формировался очередной фрагмент Восточно-Индийского хребта, возраст фундамента в пределах которого оценивается по базальным осадкам в 68 млн. лет (скв. 216 DSDP).

К началу раннего эоцена (64–56 млн. лет) ситуация несколько изменилась (см. рис. 4, г). Ось Центрально-Индийского спредингового хребта западнее разлома Кергелен достигла широты Кергелен-Западно-Австралийского поднятия. Продолжались процессы аккреции океанской коры в хребте Вартон. Этот хребет и трансформный разлом 88,5° в.д. (восточнее Восточно-Индийского хребта) определяли границу между Индийской и Австралийской плитами. В пределах Центральной котловины процессы растяжения прекратились — палеоспрединговый хребет располагался между аномалиями 28, в окрестности скв. 215 (OSDP). Южнее этой палеооси, вблизи Восточно-Индийского хребта, магнитное поле невыразительно, линейные магнитные аномалии отсутствуют. Существует предположение [20], что в этом районе, ограниченном с запада разломами 84° в.д. и Кергелен, а с востока разломной зоной 88,5° в.д., существовала короткоживущая микроплита, причленившаяся впоследствии к Индийской плите. Вдоль разломной зоны 88,5° в.д. на этом этапе начал формироваться линейный сегмент Восточно-Индийского хребта, возраст пород фундамента в котором оценивается по базальным осадкам в 59 (скв. 214 DSDP) и 55–59 (скв. 757 ODP) млн. лет.

Ранне-среднеэоценовое время (56–43 млн. лет) характеризовалось прекращением спрединга в хребте Вартон и началом рифтогенеза в пределах Кергелен-Западно-Австралийского поднятия (см. рис. 4, д). Центрально-Индийский спрединговый хребет медленно мигрировал в северном направлении относительно этого поднятия. Магнитные аномалии 18 и 20, фиксирующие его положение, ориентиро-

ваны в северо-западном направлении. Продолжал формироваться линейный сегмент Восточно-Индийского хребта. В его южной части, приближенной к оси спрединга, возраст базальтов фундамента, определенный по базальным осадкам, составляет 45 (скв. 253 DSDP) и 43 (скв. 756 ODP) млн. лет.

В дальнейшем, вплоть до раннего олигоцена (43–36 млн. лет), западная часть Центрально-Индийского хребта продолжала развиваться как дивергентная граница между Индийской и Антарктической плитами, разворачиваясь в северо-западном направлении (см. рис. 4, е). На данном этапе началось разделение Западно-Австралийского хребта и плато Кергелен. Поскольку процессы рифтогенеза здесь мигрировали с востока на запад, северная часть плато Кергелен еще не была отделена от южной части Восточно-Индийского хребта. В пределах последнего возраст пород фундамента по базальным осадкам оценивается в 38 млн. лет (скв. 254 ODP).

Приведенная модель эволюции восточной части Индийского океана, охватывающая весь период формирования Восточно-Индийского хребта (84–38 млн. лет), хорошо согласуется с данными о близком соответствии возраста пород основания хребта и океанской коры, расположенной к западу от него (Центральная котловина). Несоответствие же линейной возрастной прогрессии в фундаменте Восточно-Индийского хребта и характера изменения возраста коры в Западно-Австралийской котловине, по всей вероятности, могло быть следствием прекращения спрединга морского дна в хребте Вартон в эоцене (аномалия 19) и резкого перескока оси спрединга Центрально-Индийского хребта к югу в начале олигоцена (аномалия 13) и в более позднее время (см. рис. 4, д, е).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гатинский Ю.Г., Рундквист Д.В., Тюпкин Ю.С. Блочные структуры и кинематика Восточной и Центральной Азии по данным GPS // Геотектоника. 2005. № 5. С. 3–19.
2. Геология и геофизика дна восточной части Индийского океана / Ред. П.Л.Безруков, Ю.П.Непрочнов. – М.: Наука, 1981.
3. Кашицев Г.Л. Магматизм, геологическая история и геодинамика дна Индийского океана (палеоцен – плейстоцен) // Геотектоника. 1994. № 5. С. 70–81.
4. Кривцов А.И. Металлогения андезитовидных вулканоплутонических поясов. Ч. II. – М.: ЦНИГРИ, 1999.
5. Литосфера Индийского океана (по геофизическим данным) / О.М.Русаков, Ю.П.Непрочнов, В.И.Старостенко и др. – Киев: Наук. думка, 1990.

6. Мирлин Е.Г., Лейбов М.Б., Углов Б.Д. Плотностные и магнитные неоднородности литосферы в зоне внутриплитных деформаций Индийского океана // Руды и металлы. 1992. Стартовый номер. С. 19–24.
7. Миронов Ю.В., Углов Б.Д. Магматизм в пределах южной приэкваториальной зоны Атлантического и Индийского океанов // Отечественная геология. 1998. № 1. С. 40–46.
8. Пилипенко А.И., Богомяжков А.П., Попов В.Д. Раннекайнозойская палеоося разрастания на Восточно-Индийском хребте и плато Осборн (Индийский океан) // ДАН СССР. 1991. Т. 317. № 4. С. 949–953.
9. Проблема гетерогенности толеитового магматизма Индийского океана по результатам петролого-геохимического исследования закалочных стекол /Н.М.Сущевская, В.В.Никулин, Л.В.Ищенко и др. // Геохимия. 1991. № 4. С. 461–475.
10. Углов Б.Д., Зорина Ю.Г., Кабан М.К. Геолого-геофизический атлас Анголо-Бразильского и Маскаренско-Австралийского трансокеанских геотраверзов. – М.: ЦНИГРИ, 1999.
11. Chemical and isotopic constraints on the origin of basalts from Ninetyeast ridge, Indian ocean: results from DSDP Legs 22 and 26 and ODP Leg 121 /A.D.Saunders, M.Storey, I.L.Gibson et al. // Proceeding of the ODP. Scientific results. 1991. Vol. 121. P. 559–590.
12. Duncan R.A. Geochronology of basalts from the Ninetyeast Ridge and continental dispersion in the eastern Indian Ocean //J. Volcan. Geoth. Res. 1978. Vol. 4. P. 283–305.
13. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. – Wash., 1974 (a). Vol. XXII.
14. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. – Wash., 1974 (6). Vol. XXVI.
15. Liu C.-S., Curray J.R., McDonald J.M. New constraints on the tectonic evolution of the eastern Indian ocean //Earth Planet. Sci. Lett. 1983. Vol. 65. P. 331–342.
16. Ludden J.N., Thompson G., Bryan B., Frey F. The origin of lavas from the Ninetyeast ridge, Eastern-Indian ocean: an evaluation of fractional crystallization models //J. Geoph. Res. 1980. Vol. 85. № 8. P. 4405–4420.
17. Morgan W.I. Rodrigues, Darwin, Amsterdam..., a second type of hot spot islands //J. Geoph. Res. 1978. Vol. 83. P. 5355–5360.
18. Proceeding of the ODP. Initial Reports. – Wash., 1989. Vol. 121.
19. Proceeding of the ODP. Scientific results. – Wash., 1991. Vol. 121.
20. Royer J.-Y., Peirce J.W., Weissel J.K. Tectonic constraints on the hotspot formation of Ninetyeast ridge //Proc. of the ODP. Scientific results. 1991. Vol. 121. P. 763–776.
21. Royer J.-Y., Sandwell D.T. Evolution of the eastern Indian ocean since the late cretaceous: constraints geosat altimetry //J. Geoph. Res. 1989. Vol. 94. № 10. P. 13755–13782.
22. Royer J.-Y., Schlich R. The southeast Indian ridge between the Rodriguez triple junction and the Amsterdam and Saint-Paul islands: detailed kinematics for the past 20 m.y. // J.Geoph. Res. 1988. Vol. 93. P. 13524–13550.
23. Rundquist D.V., Gatinsky Yu.G., Cherkasov S.V. The natural Trans-Eurasian divider: structural and metallogenic evidences // 32-IGC, Florence, Italy. Aug. 20–28 2004: Abstracts. Part 1. P. 620.
24. Schubert G., Sandwell D. Crustal volumes of the continents and of oceanic and continental submarine plateaus //Earth Planet. Sci. Lett. 1989. Vol. 92. P. 234–246.
25. Sclater J.G., Fisher R.L. The evolution of the east central Indian ocean with emphasis on the tectonic setting of the Ninetyeast ridge //Geol. Soc. Am. Bul. 1974. Vol. 85. P. 683–702.
26. Weis D., Frey F.A. Isotope geochemistry of Ninetyeast ridge basement basalts: SR, Nd and PB evidence for involvement of the Kerguelen hot spot //Proceeding of the ODP. Scientific results. 1991. Vol. 121. P. 591–610.
27. Weissel J.K., Anderson R.N., Geller C.A. Deformation of the Indo-Australian plate //Nature. 1980. Vol. 287. № 5780. P. 284–291.

УДК 553.468.36 (470.5)

© Коллектив авторов, 2005

ЛИТОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ НОВОГОДНЕЕ-МОНТО, ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ

Н.М.Риндзюнская, А.В.Андреев, Т.П.Зубова, М.М.Гирфанов, Ю.В.Щегольников, Л.А.Николаева (ЦНИГРИ Роснедра МПР России)

Рассмотрены литолого-минералогический состав коры выветривания (КВ), типоморфизм золота в КВ золоторудного месторождения Новогоднее-Монто, показана полигенность КВ, выделены ее типы в зависимости от масштаба золоторудной минерализации и степени метасоматических изменений исходных пород. Высказывается предположение об особенностях формирования КВ по магнетитовым рудам. Обсуждаются особенности формирования пленок оксида золота и его влияние на аккумуляцию тонкодисперсного золота в КВ. Приводятся данные о площадном развитии КВ в мелу – палеогене и сохранности ее на низких уровнях увалистых поверхностей выравнивания и в эрозионно-карстовых депрессиях.

Месторождение Новогоднее-Монто располагается на территории Ямало-Ненецкого национального округа, у разъезда 16-й километр строящейся трассы Обская–Бованенково. В разные годы оно изучалось И.Г.Перминовым, М.М.Гаптулкадыровым, А.П.Прямоновым и др. (Полярно-Уральская геологоразведочная экспедиция, позднее преобразованная в ОАО «Полярно-Уральское горно-геологическое предприятие»), А.Г.Процким, Г.Х.Буляковым и др. (ОАО «Ямальская горная компания»), В.А.Лючкиным и др. (ОАО «Ямалзолото»), Е.В.Черняевым и др. (ОАО «НПО Геосфера»), а также сотрудниками ЦНИГРИ А.Г.Волчковым, А.А.Черемисиным, Б.С.Зеликсоном, О.С.Набровенковым, В.А.Абрамовым и др. Материалы предшествующих исследований использованы при подготовке настоящей работы.

Месторождение приурочено к северо-восточной части среднепалеозойского Войкарского вулканоплутонического пояса (ВПП). По строению и условиям формирования последний близок Краснотурьинскому ВПП Среднего Урала, с которым связан Ауэрбаховский рудный район с промышленным Воронцовским золоторудным месторождением [1, 3, 7].

Месторождение Новогоднее-Монто находится в бассейне верхнего течения р. Тоупугол, в пределах тектонического блока, сложенного вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами андезито-базальтового состава тоупугольской толщи (S_2-D_1) и перекрывающими их карбонатными и терригенными (флишоидными) отложениями тоу-

пугольгартской толщи (D_{1-2}) (рис. 1). Породы блока прорваны апофизами крупного батолитоподобного массива собского интрузивного комплекса (D_{1-2}), силами габбро-долеритов и дайками монцодиоритовых порфиритов конгорского комплекса (D_{2-3}), а также дайками долеритов малоханмейского (D_3-C_1) комплекса (см. рис. 1).

В пределах месторождения практически значима рудная минерализация двух типов: золото-(сульфидно)-кварцевая жильная и прожилково-вкрапленная; золото-сульфидно-магнетитовая скарновая [8].

Золото-(сульфидно)-кварцевая жильная и прожилково-вкрапленная минерализация сосредоточена в кулисообразной системе крутопадающих карбонатно-кварцевых и кварцевых жильно-прожилковых тел. Тела сопровождаются зонами кварц-карбонат-хлорит-светлослюдистых (березитоподобных), реже аргиллизитовых изменений с неравномерно распределенной прожилково-вкрапленной сульфидизацией. Расположены они в участках тектонического расщепления и катаклаза, образующих сложно ветвящуюся систему оперения субширотного Тоупугольского разлома. Предполагается парагенетическая связь оруденения этого типа с телами монцитонитоидов поздней фазы конгорского комплекса.

Золото сульфидно-магнетитовая скарновая минерализация приурочена к крупным линзам и плас-тообразным телам в инфильтрационных эпидот-пироксен-гранатовых экзоскарнах, замещающих карбонатные и карбонатсодержащие вулканогенно-осадочные породы тоупугольской толщи. Предполага-

ется генетическая связь скарнов и приуроченных к ним тел массивных и гнездово-вкрапленных золото-содержащих (сульфидно)-магнетитовых руд с внедрением габброидов конгорского комплекса. Наиболее высокие концентрации золота в ряде скарнов-рудных тел связаны с более поздней гидротермальной минерализацией, обусловленной внедрением

монцитонитовых малых интрузий поздних фаз становления конгорского комплекса. При этом скарны выступали как наиболее благоприятная среда для отложения золотоносных сульфидов.

Геоморфологическое положение месторождения определяется поверхностью выравнивания, которую принято называть Зауральским (или Восточ-

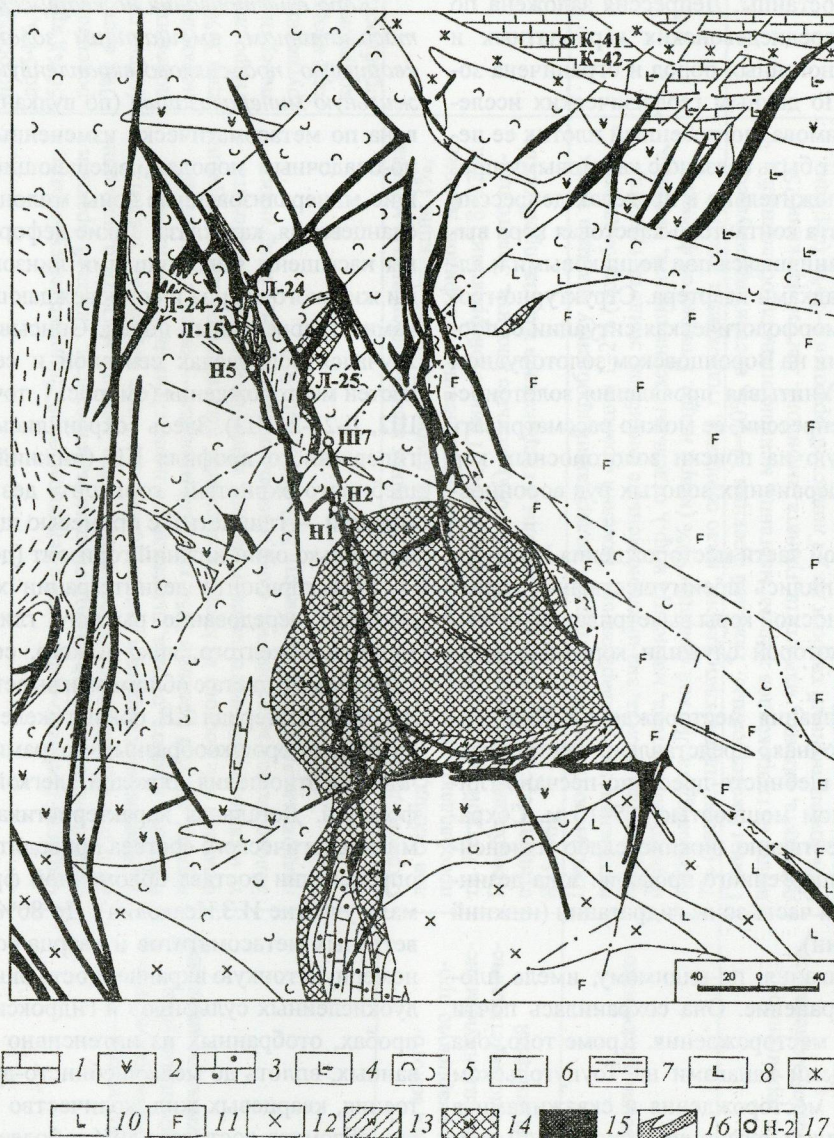


Рис. 1. Схематическая геологическая карта месторождения Новогднее-Монто, по данным ОАО «Ямальская горная компания», 2003 г.:

1 — известняки тоупугольгартской толщи ($D_{1-2}tg$); тоупугольская толща (S_2-D_1tp); 2 — андезитобазальты, андезиты, андезитодациты; 3 — известняки; 4 — агломеративные туфы пироксен-плаггиоклазовых андезитобазальтов; 5 — туфопесчаники, туфогравелиты, туфоалевролиты, туфы; 6 — базальты; 7 — алевролиты, алевропесчаники, туфы тонкообломочные; 8 — долериты малоханмейского дайкового комплекса (D_3-C_1); конгорский интрузивный комплекс (D_2-3); 9 — монцитонитовые порфириды, 10 — долериты, 11 — габбро-долериты субщелочные; 12 — тоналиты, плаггиогранодиориты, диориты собского интрузивного комплекса (S_2-D_1); золотоносные метасоматиты: 13 — эпидот-карбонат-хлорит-кварц-альбитовые; 14 — эпидот-гранат-пироксеновые скарны; 15 — массивные и гнездово-вкрапленные (сульфидно)-магнетитовые руды в скарнах; 16 — зоны рассланцевания и катаклаза с кварц-карбонат-гидрослюдистыми метасоматитами, жильной и прожилково-вкрапленной золото-сульфидно-кварцевой минерализацией; 17 — точки отбора проб и их номера

но-Уральским) пенеппеном. Над поверхностью пенеппена возвышаются денудационные останцы — гора Тоупугол (высота 201 м) и безымянная возвышенность месторождения Новогоднее-Монто (высота 191 м). Понижения рельефа обусловлены слабо врезанными позднечетвертичными долинами водотоков (р. Тоупугол, руч. Новогодний и др.) и древней эрозионно-структурной депрессией, окаймляющей с севера и запада Тоупугольский и Новогодненский останцы. Депрессия заложена по контакту ниже-среднедевонских карбонатных и терригенно-вулканогенных пород и ограничена зонами разломов. По данным геофизических исследований В.А.Абрамова, погребенный плотик ее неровный, что может быть связано с карстовыми просядками. Предположительно в пределах депрессии может быть развита контактово-карстовая кора выветривания, сохранившаяся под ледниковыми и аллювиальными осадками квартала. Структурно-геологическая и геоморфологическая ситуации сопоставимы с таковыми на Воронцовском золоторудном месторождении. Учитывая проявления золотоносности в бортах депрессии, ее можно рассматривать как перспективную на поиски золотоносных кор выветривания и первичных золотых руд воронцовского типа.

На разведанной части месторождения Новогоднее-Монто сохранились преимущественно корневые части золотоносной коры выветривания, источником питания которой служили коренные руды месторождения.

Кора выветривания месторождения Новогоднее-Монто остаточная, представлена пестроцветным, охристым щебнисто-дресвяно-песчано-глинистым материалом мощностью 0,5–10 м. Сохранились преимущественно нижние слабо измененные горизонты гипергенного профиля: зона дезинтеграции и нижняя часть зоны гидратации (нижний горизонт зоны глин).

Кора выветривания, по-видимому, имела площадное распространение. Она сохранилась почти на всей площади месторождения. Кроме того, она вскрыта поисковыми канавами на Тоупугольском участке к югу от месторождения и скважинами в расположенной рядом эрозионно-структурной депрессии. Возраст КВ по аналогии с другими районами Урала предположительно определяется как мел-палеогеновый.

Литолого-минералогический состав КВ неоднороден и довольно существенно меняется в пределах площади месторождения в зависимости от характера эндогенной рудной минерализации (морфологии, мощности, состава и строения тел прожилково-вкрапленных руд, количественных соотношений рудных минералов — пирита, пирротина,

халькопирита, галенита, сфалерита, гематита, магнетита, ильменита и др.), а также изменчивости состава рудовмещающих пород [5]. Особенно резкие изменения литолого-минералогического состава наблюдаются в зонах тонкого переслаивания пород разного состава.

Выделены следующие литолого-минералогические типы коры выветривания.

Глинистый тип коры выветривания.

Кора выветривания по кварц-серицитовым метасоматитам, вмещающим золото-сульфидно-кварцевую прожилково-вкрапленную и кварцевожильную минерализацию (по вулканитам). Образована по метасоматически измененным вулканогенно-осадочным породам, вмещающим крутопадающие минерализованные зоны милонитизации, расщепления, катаклаза. Такие деформационные зоны насыщены маломощными линзовидными телами жильного кварца и сопровождающими их участками окварцеванных пород. Описываемый тип КВ изучался в пределах северной и северо-западной частей месторождения (см. рис. 1, точки Л-15, Л-24, Ш2, Л-24-2, Ш3). Здесь сохранились два горизонта гипергенного профиля КВ (нижний — дресвяно-щебнисто-охристый горизонт дезинтеграции и верхний — глинистый с примесью щебня и дресвы) или только один нижний горизонт (дезинтеграции).

Для горизонта дезинтеграции характерно полосчатое чередование рыхлого глинизированного материала желтого, ярко-рыжего, серо-зеленого и коричневого цвета с обломками выветрелых пород и дресвой. Материал КВ покрыт железистыми пленками или порошкообразными охрами. Резко изменчивы соотношения тяжелой, легкой и глинистой фракций. Детальная характеристика их литолого-минералогического состава приводится в табл. 1. (В определении состава обломочной фракции принимала участие И.З.Исакович). До 80% обломков выветрелых метасоматитов и кварца содержат неравномерную тонкую вкрапленность окисленных и полуокисленных сульфидов и гидроксидов железа. В пробах, отобранных из интенсивно дезинтегрированных, вплоть до мелкощебнисто-дресвяного состояния, кварцевых жил, количество дресвы и мелких обломков достигает 50% и более.

В тяжелой фракции, в тонких классах, наряду с полуокисленными и окисленными сульфидами, встречаются пылевидные неокисленные халькопирит и пирит.

Гидроксиды железа представлены несколькими разновидностями: темно-коричневыми плотными агрегатами, образованными по сульфидам, и охристыми землистыми агрегатами, сформированными по тонким вкрапленным сульфидам и другим железосодержащим минералам.

Типы КВ в зависимости от первичных пород и руд		Литолого-минералогические особенности	
	Зона дезинтеграции	Зона глин	
По кварц-серцитовым метасоматитам	вмещающим золото-сульфидно-кварцевую прожилково-вкрапленную и кварцево-жилую минерализацию	Охристо-дресвяно-щербнистая с неравномерной глинизацией субстрата; обломочный материал разной степени выветрелости. Тяжелой фракции до 1–5%. Преобладают гидроксиды железа, меньше магнетита, ильменита, окисленных пирита и халькопирита, доломита, амфибола, эпидота, циркона, граната, рутила, пылевидного неокисленных халькопирита и пирита. Легкой фракции 90%, главный минерал — кварц. Глинистой фракции 4%, состоит из хлорита, смектита, пылевидного кварца, серцита и глинизированного полевого шпата, единичны выделения ярозита. Золото разной морфологии, с округленными выступами, в сростании с гидроксидными железа, пробы 800–820 и 930–950	Щебнисто-глинистый материал, сильно обожженный. Глинистой фракции до 54%, состоит из серцита (80–50%), ярозита (10–30%), кварца и гидроксидов железа. Тяжелой фракции 3%, состоит из гидроксидов железа (охры, плотные агрегаты), меньше доломита, амфибола, пылевидного неокисленного пирита. Легкой фракции 33% (кварц). Золото с примазками гидрослюда и гидроксидов железа, поверхность мелкобугорчатая, с округленными выступами, реже губчатая; вторичное золото с ртутью; высокопробные коррозионные каймы, пробы 835–1000
	вмещающим золото-сульфидно-кварцевую прожилково-вкрапленную минерализацию с полиметаллической специализацией	Охристо-дресвяно-щербнистая, на обломках налеты гипергенных минералов свинца, меди: церуссит, хризосола, азурит. Тяжелой фракции 1%, преобладают гидроксиды железа, много окисленных сульфидов, доломита. Легкой фракции 80% (обломки, кварц). Глинистой фракции 18–22%. Преобладают серцит и ярозит (30–50%), меньше хлорита. Золото пластинчатое, с примазками гидрослюда и гидроксидов железа, пробы 875–960	
По диоритам с наложенными зонами прожилкового окварцевания		Щебнисто-глинистый материал, содержащий дробленку кварца в зонах интенсивного прокварцевания. Тяжелой фракции 1–2% (преобладают гидроксиды железа, значительно меньше амфибола, эпидота, граната, пироксена, дистена, магнетита и др.), отдельные зерна пирита, галенита, арсенопирита. Легкой фракции 90% (кварц и др.). Глинистой фракции 7% (кварц, плагиоклаз, хлорит, мало серцита, гидроксиды железа). Глины ожелезненные. Тяжелой фракции 14–70%, состоит преимущественно из гидроксидов железа, марганца, меньше эпидота (обеленный), доломита, апатита, магнетита, граната, амфибола. Легкой фракции 25–80% (ожезненный кварц и др.). Глинистой фракции 6–36% (серцит, хлорит, смектит). Золото рудного облика, уплощенное, с округленными торцами, пробы 810–870	
По зоне контакта известняков и терригенно-вулканогенных пород с сульфидной минерализацией			
По магнетитосодержащим эпидот-гранатовым скарнам, вмещающим сульфидно-магнетитовые руды		Щебнисто-обломочный материал магнетитовых руд. Магнетит мартитизированный с налетами медной зелени и церуссита, встречаются гранат, эпидот, амфибол, гидроксиды железа. Золото пластинчатое, с округленными торцами, с высокопробными каймами, пробы 500–850	

Количество глинистой фракции в КВ данного типа руд разное, что определяется степенью гипергенных изменений. Так, в пробе, отобранной из зоны дезинтеграции КВ, на долю глинистого класса приходится 4% (см. табл. 1).

Расположенный выше глинистый горизонт КВ представлен интенсивно обохренным глинистым, охристо-щебнисто-глинистым материалом, образованным за счет окисления серицит-кварцевых метасоматитов. Снизу вверх по разрезу увеличиваются степень глинистости и интенсивность ожелезнения за счет гётита. Глинистая составляющая преобладает. Вместе с тем, отмечается присутствие остальных минералов.

В легкой фракции доля песчано-дресвяного материала резко сокращается по сравнению с горизонтом дезинтеграции. Он состоит из сильно ожелезненных и выветрелых обломков метасоматитов и кварца. Кварц на 50% представлен кавернозными разностями. Многочисленные пустоты выщелачивания заполнены охрами гидроксидов железа. Присутствуют агрегаты кварца разной генерации, в том числе мелкие кристаллы друзовидного.

Тяжелая фракция составляет 3% и на 74% состоит из гидроксидов железа (сливные темно-коричневые обломки, иногда ячеистые и рыжие охристые агрегаты). В некоторых обломках наблюдается сочетание обеих разновидностей гидроксидов железа: среди коричневых рыхлых агрегатов присутствуют уплотненные темно-коричневые пятна. Только в самой тонкой фракции встречаются неокисленные пылевидные кубики пирита (см. табл. 1).

Глинистая фракция (54%) состоит из серицита (80%), ярозита (10%), а также кварца и гидроксидов железа (по 5%). Присутствие гидроксидов железа и ярозита может свидетельствовать о том, что процессу выветривания подвергались густовкрапленные сульфидные руды.

Глинистые минералы представлены гидрослюдами. Степень гидратации их и полевого шпата в большинстве случаев не очень высокая, что позволяет отнести рыхлый материал к нижним горизонтам зоны глин.

Этот тип КВ отличается наибольшей зрелостью и, возможно, укрупнением золота — здесь обнаружены наиболее крупные зерна золота размером 0,15–0,5 мм.

Кора выветривания по кварц-серицитовым метасоматитам, вмещающим золото-сульфидно-кварцевую прожилково-вкрапленную минерализацию с полиметаллической специализацией. Встречается на месторождении южнее описанной выше (см. рис. 1, точки Н1 и Н2) и близка ей по минеральному составу. Отличается тем, что на обломках пород и кварца имеется налет гипергенных минера-

лов свинца и меди, представленных землистыми образованиями церуссита, примазками хризоколлы, включениями синего азурита.

Основными минералами глинистой фракции, выход которой в пробах составлял 17–22%, являются серицит, ярозит, хлорит.

Кора выветривания по диоритам с наложенными зонами прожилкового окварцевания. Развита вблизи рудопоявления Тоупугол. по породам с многочисленными маломощными (30–50 см) зонами прокварцевания и сульфидизации. Эти зоны при выветривании подверглись наибольшей дезинтеграции. Кора представлена щебнисто-глинистым материалом, содержащим дробленку кварца в зонах интенсивного прокварцевания. Минеральный состав приведен в табл. 1.

Материал пробы состоит преимущественно из глинизированных обломков зеленоватых амфибол-хлорит-кварцевых пород с примесью карбонатного вещества, прожилками кварца, вкрапленностью мелкого пирита. Ожелезнение интенсивное. За пределами зон кварцевого прожилкования диориты в КВ превращены в глинистую массу.

Кора выветривания по зоне контакта известняков и терригенно-вулканогенных пород с сульфидной минерализацией. Развита на северных и северо-восточных флангах месторождения. Пробы коры выветривания отбирались с полотна карьера из известняков, пронизанных окисленными дайками долеритовых (Н7) и монцодиоритовых (К-41, К-42) порфириров, т.е. КВ образовалась за счет выветривания пород силикатного и карбонатного состава.

Кора выветривания представлена глинами вишневого (К-41) и сажисто-черного цвета за счет ожелезнения и омарганцевания (К-42). Обломочная составляющая, представлена тонкорассланцованными ожелезненными обломками пород: встречаются ожелезненный кварц, мелкие обломки известняков и кварц-серицитовые агрегаты. Значительно увеличивается выход тяжелой фракции — 14% (К-41) и 71% (К-42) — за счет гидроксидов железа, а в черных сажистых глинах — гидроксидов марганца, часто оолитоподобного строения.

Эпидот, в отличие от такового в описанных выше типах КВ, обеленный, трещиноватый за счет проявления более интенсивных гипергенных процессов, вызванных наличием геохимического карбонатного барьера.

Характерной особенностью образований является большее содержание алеврито-глинистой составляющей (до 55%). Основные глинистые минералы — серицит и хлорит. В черных сажистых глинах преобладают пылевидные гидроксиды марганца, пропитывающие все минералы.

Кора выветривания типа «железная шляпа».

Иной состав КВ, близкий по типу «железным шляпам», формируется по *магнетитсодержащим эпидот-гранатовым* скарнам, *вмещающим сульфидно-магнетитовые руды* (Ш7). Изучался щебнисто-дресвяный материал зоны дезинтеграции, представленный сильнотрещиноватым обохренным, частично мартитизированным магнетитом с пленками медной зелени (образован по линзам густовкрапленного халькопирита и пирротина) и вторичным минералом свинца — церусситом (?).

Минеральный состав шлиха (см. табл. 1) соответствует горизонту дезинтеграции с начальной степенью окисления рудных минералов.

Часто различные типы руд и КВ совмещены в пространстве, в зоне гипергенеза их невозможно разделить. В результате образуется КВ смешанного типа, например на *контакте магнетитовых рудных тел с серицит-кварцевыми метасоматитами*, вмещающими маломощные, частично дезинтегрированные кварцевые жилы. Кора выветривания представлена значительно более дезинтегрированным и гипергенно измененным материалом, чем ее образования непосредственно по сливным магнетитовым залежам. Здесь (Л-25) значительно увеличивается содержание псаммито-пелитовой (–0,5 мм) составляющей, уменьшается количество обломков. Выход глинистой фракции, напротив, возрастает и достигает 34%. Минеральный состав смешанный и отвечает составу КВ по двум типам руд: золото-сульфидно-магнетитовым и прожилково-вкрапленным золото-сульфидно-кварцевым.

Тяжелая фракция состоит из гидроксидов железа (38%), минералов группы железистых карбона-

тов и окисленных сульфидов, в том числе, возможно, халькопирита.

Глинистая фракция состоит из слабогидратированного серицита и смектита. Обращает на себя внимание высокое содержание пылевидного кварца (30%) и ярозита (30%). Последнее может свидетельствовать о том, что выветриванию подвергались густовкрапленные руды или маломощные магнетитовые линзы, что подтверждается и составом тяжелой фракции.

Типоморфизм золота и ассоциации золота с минералами в коре выветривания.

Все перечисленные типы КВ золотоносные. В окисленных рудах, кроме самородного золота, основными его концентраторами являются охристые и плотные гидроксиды железа, а также глинистые скопления. В КВ остаточные минералы существенно уступают по концентрации золота гипергенным. К важнейшим из них относятся окисленный пирит и магнетит (табл. 2). Наибольшие концентрации золота характерны для глинистой фракции и скоплений тонких гидроксидов железа. В глинистой фракции, помимо собственно глинистых минералов, присутствуют тонкодисперсные — пирит, гидроксиды железа, ярозит, кварц. С каждым из них также может ассоциировать золото.

На многих месторождениях золота глинистые фракции в корах выветривания обычно не содержат высоких концентраций металла (например, на Воронцовском месторождении содержание золота в глинистой фракции в среднем составляет 1 г/т). Высокие содержания золота в глинистой фракции месторождения Новогоднее-Монто, возможно, свидетельствуют о присутствии повышенных содержа-

2. Распределение содержаний золота (г/т) в минералах из коры выветривания по золото-сульфидно-кварцевым прожилково-вкрапленным рудам месторождения Новогоднее-Монто и диоритам

Минералы	Номер пробы					
	Н-1	Н-2	Л-15	Л-24	Л-24-2	305/380
	1	2	3	4	5	6
Магнетит	3,07	1,43	11,52			<1
Полуокисленный пирит	19,56	5,12				12,48
Гидроксиды железа плотные	71,72	25,26	17,18			3,49
Гидроксиды железа землистые	200,9 99,36	72,72		5,82	14,2	12,25
Глинистая фракция	49,26	56,86	4,98	2,37	10,61	8,12
Обломки скарнов с вкрапленностью сульфидов						1,85
Обохренный кварц с вкрапленностью пирита						0,98

Примечание. 1–2: КВ по кварц-серицитовым метасоматитам, вмещающим золото-сульфидно-кварцевую прожилково-вкрапленную минерализацию с полиметаллической специализацией, зона дезинтеграции; 3–5: КВ по кварц-серицитовым метасоматитам, вмещающим золото-сульфидно-кварцевую и кварцево-жильную минерализацию. 3, 5 — зона дезинтеграции; 4 — зона глин; 6 — КВ по диоритам.

ний тонкодисперсного золота, аккумулярованного за счет окисления магнетитовых залежей в зоне гипергенеза. Эти процессы не характерны для сульфидных руд Воронцовского месторождения. Накопление золота в гидроксидах железа служит показателем активности инфильтрационных процессов в КВ. Ассоциации золота с тонкими классами гипергенных минералов указывают на значительное количество тонкодисперсного золота в рудах месторождения Новогоднее-Монто.

Наиболее полное высвобождение минералов из обломков и сростков происходит в классах крупности 0,5–0,09 и 0,09–0,02 мм. Из них же было выделено свободное гравитационно извлекаемое золото мелких классов.

Наибольшее количество золотин извлечено из проб с высоким выходом глинистой фракции, где породообразующие и рудные минералы в наибольшей степени изменены процессами гипергенеза.

Выделенное нами золото очень мелкое, как правило, размером 0,05–0,1–0,25 мм, редко 0,5–1,25 мм. Большая часть золотин имеет рудный облик. В КВ преобладает остаточное золото, но с оглаженными торцами. Оно связано с первичными рудными минералами — пиритом, халькопиритом, магнетитом, галенитом, гесситом и др., а также нерудными — сростки кварца и хлорита.

В коре выветривания по серицит-кварцевым метасоматитам, вмещающим сульфидно-кварцевую минерализацию, для золотин характерны пластинчатые формы с ячеистой поверхностью, интер-

стициальные, гемиидиоморфные зерна, иногда искаженные ромбоэдри, сростки кристаллов. В золоте отражены изменения, обусловленные процессами корообразования. Поверхности выступов часто округлены (рис. 2), что может быть связано с процессами растворения в КВ. На поверхности отдельных зерен видны признаки выщелачивания. Ряд зерен имеют локальную зародышевую коррозионную оболочку. Часто наблюдаются примазки гидроксидов железа и слюдистых минералов (рис. 3), иногда пленки иридизации малинового цвета (аналог побежалости по медьсодержащим минералам). Встречаются зерна с губчатой, рыхлой текстурой, сероватой окраской поверхности, примесью ртути. Возможно, такие зерна представлены вторичным золотом.

По данным В.В. Григорьева и Е.В. Мартыановой, пробность золота первичных руд кварцево-жильной минерализации составила 816–882 [2]. Пробность золота из КВ неоднородна; среди изученных золотин преобладало золото 810–870 и 900–960 пробы. Три изученные золотины имели низкую пробу 610–650, а центральная часть одной из золотин — 500. Высокая проба может быть как в первичном, так и во вторичном золоте.

Основная примесь в самородном золоте (по результатам изучения на растровом электронном микроскопе) — серебро, содержания которого колеблются от 10–12 до 28%. В незначительных количествах присутствует примесь алюминия, железа, кремния и никеля (в среднем 0,3–0,4%), изредка меди (0,4–0,5%) и цинка (0,46%).

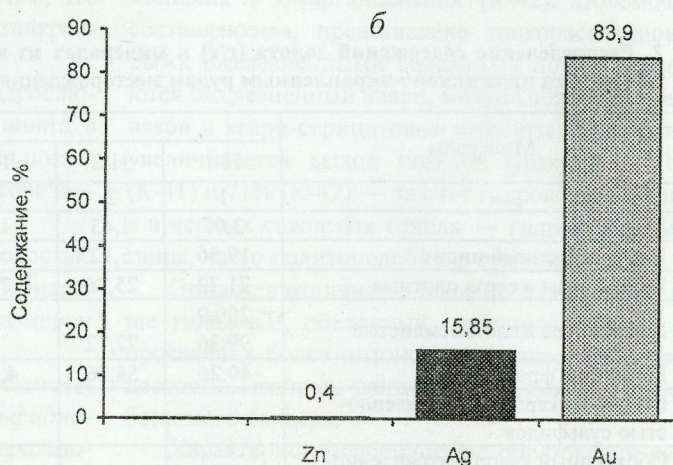


Рис. 2. Пластика золота с ровной поверхностью с отдельными сглаженными пирамидами роста в торцах выделения:

а — пробность 840. Обр. III-6, месторождение Новогоднее-Монто (снято в излучении вторичных электронов); б — состав золота по результатам микрозондового анализа

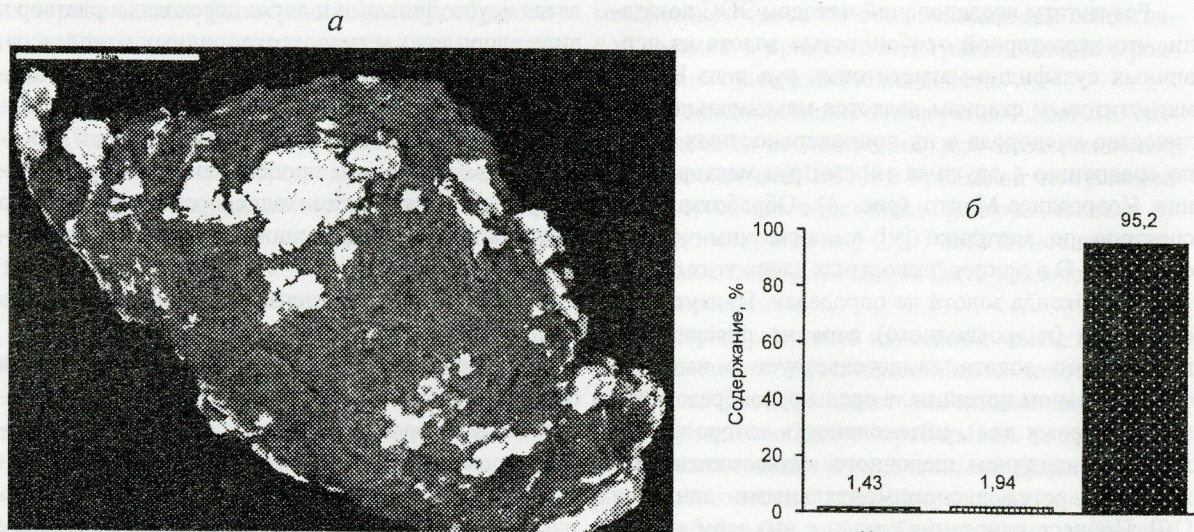


Рис. 3. Губчатое выделение золота с занозистой и бугорчатой поверхностью, редкими скульптурами роста и призмками глинистых минералов:

a — пробность 1000. Проба Н-5а, месторождение Новогоднее-Монто (снято в излучении вторичных электронов);
б — состав золота по результатам микрозондового анализа

Распределение элементов-примесей в пределах зерен самородного золота может быть неоднородным. Так, в двух точках одного зерна (проба Н-5) были получены резко различные результаты: золото 95,2 и 82,53%; серебро «не обнаружено» и 10,98%; медь «не обнаружена» и 0,59%; алюминий 1,43 и 0,85%; железо 1,94 и 0,46%; кремний «не обнаружен» и 0,25%.

Сохранившиеся особенности внутреннего строения золота, отобранного из слабо проработанной КВ по кварцевым жилам, свидетельствуют об эндогенной перекристаллизации, с которой, очевидно, связаны неоднородность золота, обособление золото-серебряных фаз разного состава. Ряд изменений золота имеют типично гипергенную природу.

Золото из коры выветривания по магнетитсодержащим эпидот-гранатовым скарнам по размерам и морфологии мало отличается от описанного выше. Отличия были выявлены в результате применения более тонких исследований.

Дополнительно к традиционным методам анализа самородного золота использован метод электронной оже-спектроскопии (ЭОС) (прибор LAS-3000 фирмы «Riber»), позволяющий исследовать элементный и фазовый составы приповерхностных слоев образцов, а также распределение элементов на глубину от поверхности (построение профилей концентраций). По оси абсцисс на профилях концентраций даются точки анализа на глубину от поверхности. Время травления между точками ~15 мин. Полная глубина анализа 0,3 мкм.

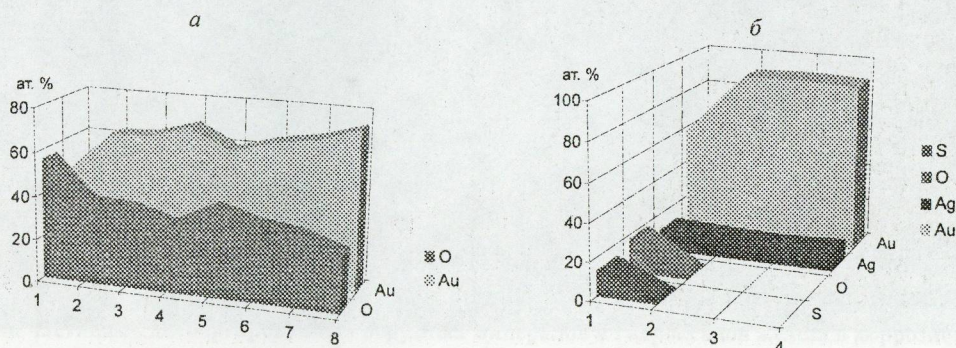


Рис. 4. Состав приповерхностных слоев золота из коры выветривания:

a — по эпидот-гранатовым скарнам, вмещающим золото-сульфидно-магнетитовые руды; *б* — по кварц-серицитовым метасоматитам с золото-сульфидно-кварцевой минерализацией

Результаты исследований методом ЭОС показали, что характерной особенностью золота из первичных сульфидно-магнетитовых руд и из КВ по магнетитовым скарнам является максимальное количество кислорода в их приповерхностных слоях по сравнению с другими типами руд месторождения Новогоднее-Монто (рис. 4). Обработка оже-спектров по методике [9] выявила химическую связь $\text{Au} - \text{O}$ в приповерхностных слоях этих образцов. Тип оксида золота не определен. Присутствие оксидного (гидроксидного) слоя на поверхности гипогенного золота свидетельствует о высоком окислительном потенциале среды рудообразования (магнетитовых тел), интенсивность которого усиливалась наличием щелочного метасоматоза, что подтверждается экспериментальными данными [10]. Процесс окисления связан с выносом атомов серебра с поверхности золота и образованием высокопробной оболочки толщиной до 1 мкм. По данным ЭОС пробность в приповерхностных слоях золотин может достигать 1000, в то время как в центральной части зерен количество серебра составляет 10–11 ат. %, что соответствует пробности 890.

Стабильность оксидной пленки на поверхности золота существенно зависит от окружающей обстановки. В зоне гипергенеза с повышенной кислотностью среды оксидные соединения золота стано-

вятся неустойчивыми и легко переходят в раствор в виде хлоридных и гидроксохлоридных комплексов. При этом часть золота, за счет диспропорционирования $\text{Au(I)}-\text{O}$ соединений на Au (0) и Au (III) , может выделяться в металлическом виде [4, 9]. Возможно именно этими процессами объясняется аккумуляция тонкого и тонкодисперсного вторичного золота в глинистой фракции в ассоциации с гидроксидами железа.

Подводя итоги вышеизложенному, можно сделать следующие выводы.

На месторождении Новогоднее-Монто развиты остаточные КВ линейно-трещинного и контактово-карстового морфологических типов. По литолого-минералогическому составу различаются глинистые КВ (наиболее распространены их нижние глинисто-дресвяно-щебнистые горизонты), «железные шляпы» (слабо проявлены) и переходные между ними.

Сохранились нижние горизонты остаточной КВ. При этом рудовмещающие породы несут следы сравнительно слабых гипергенных изменений, а гипергенные изменения золота различны. Большая часть его слабо изменена, меньшая — имеет следы глубоких гипергенных преобразований. Последние представлены образованием вторичного глобулярного золота (рис. 5), «оглаживанием» выступаю-

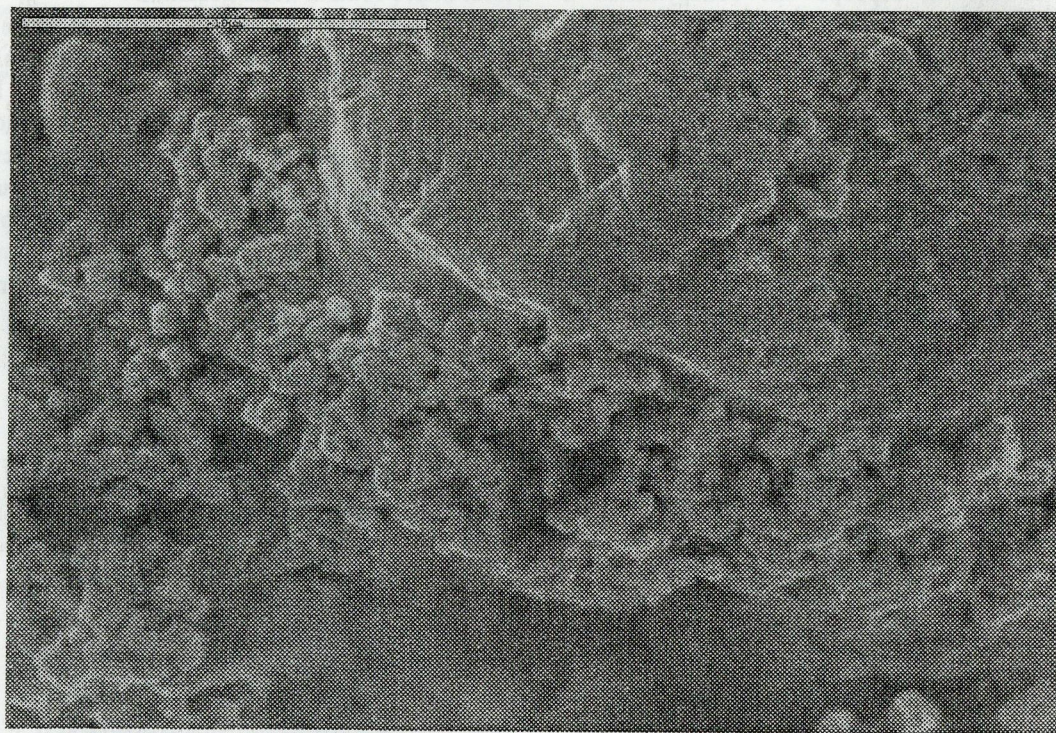


Рис. 5. Наросты вторичного золота на поверхности остаточного:

золота, поступившее в россыпь из «зрелых» денудированных горизонтов КВ (снято в излучении вторичных электронов)

щих торцов за счет растворения при корообразовании, пленками гидроксидов железа, повышением проницаемости в коррозионной оболочке и др. Эти особенности типоморфизма золота говорят о существовании некогда зрелой КВ. Следовательно, имели место процессы, способствующие значительно более полному раскрытию, высвобождению золота, а на стадии денудации — перемещению материала КВ и золота в близрасположенные долины и депрессионные зоны.

Разная степень преобразования золота от слабой до сильной свидетельствует о проседании золота из верхних глубоко преобразованных горизонтов в нижние «незрелые». С этим процессом также связано присутствие хорошо окатанного золота из размытых древних россыпей (рис. 6).

Наличие оксидных пленок на золоте из магнетитовых руд, приуроченность повышенных содержаний металла к глинистой фракции и гидроксидам железа в КВ могут свидетельствовать об ином механизме высвобождения золота в зоне гипергенеза по магнетитовым скарнам, чем при окислении золото-сульфидных или золото-кварцевых руд. Переход золота в раствор из оксидной фазы происходит значительно легче, чем при растворении металлического золота [9]. Обнаружение золота с мощными оксидными пленками в КВ по магнетитовым скарнам может служить дополнительным признаком того, что кора выветривания была сильно эродирована и сохранились только ее нижние горизонты.

Преобладание в КВ мелкого, тонкого и тонкодисперсного золота исключает возможность ее про-

мышленного освоения с использованием селективной выемки с применением гравитационных россыпных методов извлечения золота.

Это предположение согласуется с данными технологических исследований руд месторождения, выполненных в ЦНИГРИ и Уральской центральной лаборатории, где определены размеры золотин от 0,4 мм до микронного ($-0,001$ мм). Основное количество золота (84,6%) может быть извлечено только цианированием.

Таким образом, на изученной части площади месторождения Новогднее-Монто золотоносная кора выветривания имеет небольшие мощности. Поэтому целесообразно отрабатывать ее совместно с полуокисленными и окисленными рудами. Материал золотоносной коры выветривания, который при отработке был содран бульдозерами и сброшен в отвалы, следует переопробовать.

При изучении погребенных структур расположенной рядом с месторождением эрозионно-структурной депрессии возможно обнаружение контактово-карстовой золотоносной коры выветривания большой мощности, особенно в карстовых воронках. В этом случае, по аналогии с Воронцовским месторождением, она может иметь самостоятельное промышленное значение.

При дальнейшем изучении месторождения предлагается обратить внимание на присутствие друзовидного кварца и низкопробного золота, а также на наличие ртути в золоте и в геохимических ореолах, что может быть связано, наряду с другими гидротермально-метасоматическими процессами, с

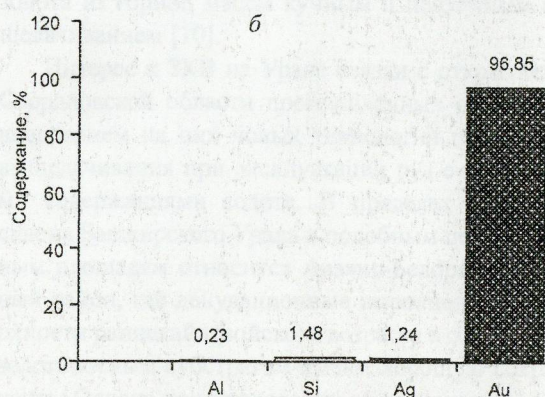
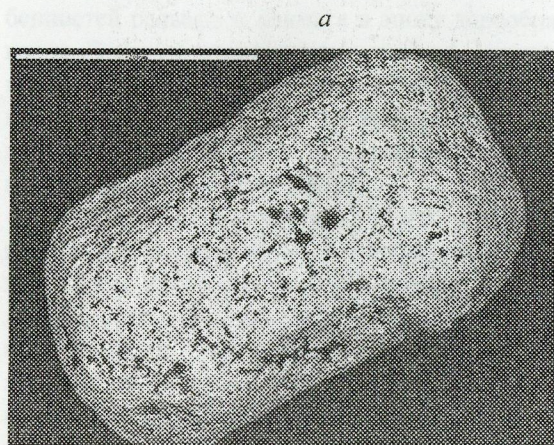


Рис. 6. Хорошо окатанный корродированный удлиненный кристалл золота с линиями скольжения по периферии и мелкими частицами диспергированных нерудных минералов и гидроксидов железа в коррозионной оболочке:

а — пробность 900. Проба Н-6, месторождение Новогднее-Монто (снято в излучении вторичных электронов); б — состав золота по результатам микрозондового анализа

проявлением более поздних наложенных низкотемпературных гидротермально-метасоматических образований (аналогично Воронцовскому месторождению). Признаки проявления более поздних процессов рудообразования, связанные с тектономагматической активизацией, были обнаружены нами и на Софроновском месторождении фосфоритов (см. рис. 6), расположенном в этом же регионе Полярного Урала, и на Каталамбинском месторождении золота Приполярного Урала [6].

Авторы выражают искреннюю благодарность за поддержку в работе А.Г.Волчкову, О.С.Набровенкову, А.Г.Процкому, Г.Х.Булякову, М.М.Гаптулкадырову, а за помощь в лабораторных исследованиях А.В.Мохову (сканирующий электронный микроскоп ИГЕМ), Э.П.Здоровой (пробирная лаборатория ЦНИГРИ).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Беневольский Б.И., Волчков А.Г., Процкий А.Г. Перспективы создания сырьевой базы рудного золота в Полярноуральском регионе // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 2004. № 2. С. 10–16.
2. Григорьев В.В., Мартыанова Е.В. Состав скарнового и кварцевого золота месторождения Новогоднее-Монто (Полярный Урал) // IX Чтения А.Н.Заварицкого, 3–4 июня 2003 г. Эволюция внутриконтинентальных подвижных поясов: тектоника, магматизм, метаморфизм, седиментогенез, полезные ископаемые. Екатеринбург, 2003. С. 166–167.
3. Кривцов А.И. Металлогения андезитондных вулканоплутонических поясов. Ч. II. – М.: ЦНИГРИ, 1999.
4. Паддефет Р. Химия золота. – М.: Мир, 1982.
5. Риндзюнская Н.М., Берзон Р.О., Полякова Т.П. и др. Геолого-генетические основы прогноза и поисков месторождений золота в корях выветривания. – М.: ЦНИГРИ, 1995.
6. Риндзюнская Н.М., Полякова Т.П., Ладыгин А.И. Золотоносные коры выветривания Приполярного Урала // Руды и металлы. 1996. № 4. С. 38–45.
7. Черемисин А.А., Злотник-Хоткевич А.Г. Воронцовское золоторудное месторождение // Руды и металлы. 1997. № 1. С. 59–70.
8. Черемисин А.А., Гирфанов М.М., Гаврилов А.М. и др. Золотоносность рудного поля медно-железоскарнового месторождения Новогоднее-Монто на Полярном Урале // Геология и минерально-сырьевые ресурсы европейской территории России и Урала. Мат-лы региональной конференции. Екатеринбург, 2000. С. 188–190.
9. Щегольков Ю.В., Амосов Р.А. Окисление самородного золота в россыпях // ДАН РФ. 2000. Т. 370. № 4. С. 520–523.
10. Щегольков Ю.В., Таусон В.Л., Медведев В.Я. и др. О возможности поверхностного окисления золота в гидротермальных растворах в отсутствии сильных комплексообразователей // Благородные и редкие металлы Сибири и Дальнего Востока: рудообразующие системы месторождений комплексных и нетрадиционных типов руд. Мат-лы научной конференции (Иркутск, 3–7 октября 2005 г.). Иркутск, 2005. Т. 2. С. 156–158.

МЕТОДЫ И МЕТОДИКИ ПРОГНОЗА, ПОИСКОВ, ОЦЕНКИ И РАЗВЕДКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ



УДК [553.441:551.311.231]:550.813 (470.55)

© Н.В.Грановская, 2005

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ ПРОГНОЗА ЗОЛОТОНОСНЫХ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ НА ЗАПАДНОМ СКЛОНЕ БАШКИРСКОГО УРАЛА

Н.В.Грановская (Ростовский государственный университет)

На основании комплексных геологических и морфоструктурных исследований установлены геоморфологические особенности золотоносных кор выветривания на западном склоне Южного Урала, к которым относятся два уровня хорошо сохранившихся поверхностей денудационной планиции в сочетании с разрывными нарушениями, читаемыми в рельефе, а также благоприятными геологическими структурами и специализированным вещественным составом субстрата.

Методика прогнозирования золотоносных кор выветривания (ЗКВ) требует комплексного подхода к анализу как эндогенных, так и экзогенных факторов. Необходимым условием образования рудоносной коры является наличие рудных компонентов в субстрате, что определяется множеством критериев: литолого-фациальным, стратиграфическим, магматическим, тектоническим, метаморфическим и др. Однако сам процесс химического выветривания и сохранности кор зависит прежде всего от особенностей рельефа и климата в эпоху корообразования. Поэтому среди взаимосвязанных минерагенических факторов формирования ЗКВ важнейшее место занимает геоморфологический, которому не всегда уделяется должное внимание при оконтуривании перспективных объектов.

На Южном Урале широко развиты рудоносные коры выветривания. Они контролируют размещение многих видов минерального сырья: бурых железняков, минеральных пигментов, каолинов, водных силикатов никеля и кобальта, оксидных руд марганца, бокситов, а также золота. Традиционно гипергенные руды золота разрабатывались на восточном склоне Урала в зонах окисления и вторичного сульфидного обогащения колчеданных месторождений. В последние годы появились новые возможности расширения минерально-сырьевой базы золота за счет выявления на западном склоне Башкирского Урала нетрадиционных глинистых руд в корях выветривания по золотосодержащим рифейским карбонатно-терригенным отложениям. Ес-

тественное рыхлое состояние глинистых руд с высокой степенью дифференциации вещества, их близповерхностное залегание, плаще- и карманообразная формы рудных тел предопределяют высокую экономическую эффективность отработок месторождений золота в корях выветривания. Благоприятными факторами являются также природное высвобождение золота при окислении упорных руд, облагораживание металла и его укрупнение, увеличение концентрации золота по сравнению с первичными рудами, рентабельность извлечения золота из горной массы кучным и подземным выщелачиванием [10].

Интерес к ЗКВ на Урале связан с открытием в Свердловской области промышленных объектов и внедрением на них новых технологий подземного выщелачивания при эксплуатации руд с невысокими содержаниями золота. В пределах западного склона Башкирского Урала к подобным перспективным площадям относится Авзяно-Белорецкий рудный район, где денудационные выровненные поверхности раннекайнозойского возраста в сочетании с золотоносным субстратом имеют хорошую сохранность. Однако при проведении здесь поисковых работ геоморфологический фактор практически не учитывался, и на прогнозных картах предполагаемые контуры ЗКВ устанавливались по очертаниям метасоматитов, а не по расположению перспективных поверхностей рельефа. При бурении гипергенных образований на месторождении Горный Прииск было зафиксировано, что рыхлые продукты в

линейных корях часто безводны, поэтому методы их выявления по низкоомным аномалиям не надежны.

Методика исследований включала геологическое обследование золоторудных объектов и морфоструктурный анализ территории с выделением элементарных геоморфологических поверхностей, а также разрывных нарушений, читаемых в рельефе. Типизация геоморфологических поверхностей и форм рельефа была проведена автором при составлении геоморфологической карты и карты четвертичных образований, входящих в комплект ГДП-200 данной территории. На основании среднемасштабных (1:200 000) геоморфологических исследований установлены общие морфометрические параметры сохранившихся в рельефе древних денудационных уровней. В прогнозных целях на топоосновах более крупного масштаба проводилось оконтуривание фиксированных поверхностей планиции, сочетающихся с признаками золотоносности субстрата. Разрывные нарушения, читаемые в рельефе, выявлялись главным образом по характеру рисунка речной сети. При этом учитывались очертания профилей речных долин, резкие коленообразные изгибы русел рек и ручьев, не связанные с литологическим фактором, а также геометрия притоков и сочетание порядков основных водотоков. Неотектонические движения определялись по аномальным для территории формам рельефа и комплексу геоморфологических признаков. К ним относятся прямые и выпуклые коренные склоны гор, смещение высот одноименных поверхностей планиции и эрозионных речных террас, резкое несоответствие порядка рек и их притоков, особенности профилей рек, участки повышенного расчленения рельефа. Геоморфологические признаки неотектонических процессов подтверждались геофизическими данными [2].

Геологические особенности золотоносных кор выветривания в Авзяно-Белорецком районе на западном склоне Южного Урала. В Авзяно-Белорецком районе имеется множество мелких коренных месторождений и проявлений золота (Горный Прииск, Калашникова жила, Рамеева жила, Кургашля, Акташ и др.), а также перспективных участков (Суранский, Ишлинский, Интуратовский, Кагармановский, Шатакский), приуроченных к аллохтонным комплексам Восточно-Башкирской структурно-формационной зоны (СФЗ). Генезис этих объектов проблематичен, их относят к метаморфогенно-гидротермальным, вулканогенно- и плутоногенно-гидротермальным, черносланцевым, джаспероидным [3, 5, 7, 11]. Золоторудные проявления сопряжены с россыпями золота. Выявленная золотая минерализация и геохимические аномалии золота отмечаются главным образом в кварцевых

жилах и вмещающих их рифейских осадочных породах. В терригенных комплексах пород часто присутствуют глинистые, карбонатно-глинистые сланцы и алевролиты с рассеянным органическим веществом и сульфидной вкрапленностью. Кварцевые жилы в песчаниках относятся к лестничному типу. Рудовмещающие известняки и доломиты окварцованы, брекчированы, что позволяет проводить их аналогию с джаспероидами карлинского типа. На многих объектах развиты линейные и площадные коры выветривания гидрослюдистого, гидрослюдисто-каолинитового, ферритного составов. Они представлены глинами с охрами, стяжениями оксидов железа, щебнем и дресвой дезинтегрированных пород, кварца.

Гидрослюдистые и гидрослюдисто-каолинитовые коры обычно формируются по терригенным породам и особенно по их глинистым разностям. Карбонатный субстрат с повышенным содержанием железа при химическом выветривании часто преобразуется в бурые железняки, которые широко развиты на площади и местами достигают промышленных скоплений.

Мощность остаточных площадных кор выветривания в Авзяно-Белорецком районе обычно не превышает 5 м. Широкое развитие кор мощностью в десятки метров, распространенных на глубину до 80–300 м, свидетельствует об их линейном (инфильтрационном) типе с четким тектоническим и литологическим контролем.

Каолинито-гидрослюдистые коры. Примером золотоносной каолинито-гидрослюдистой коры является месторождение Горный Прииск. Здесь на выровненной и пологовыпуклой поверхности горы Бузайкина зафиксирована площадная кора, сочетающаяся с глубоким «карманом» линейной коры, имеющей в плане овальную форму, размеры 250×150 м и прослеженной по падению до 300–370 м (ни одна из пробуренных скважин в данном «кармане» не вышла в скальный субстрат). В разрезе коры наблюдается пачка интенсивно выветрелых терригенных пород с пластами массивных кварцевых песчаников и алевролитов.

Продукты выветривания представлены осветленной щебнисто-дресвяно-глинистой массой, часто «структурной глиной» с реликтами пород субстрата, многочисленными обломками кварца. По всему разрезу коры фиксируется золото с максимальными содержаниями в глинистых продуктах. Содержание Au возрастает (до первых граммов на 1 т) в отдельных интервалах вскрытой коры на разных глубинах, а также в приповерхностной зоне, мощностью до 10–16 м. Это объясняется избирательной рудоносностью субстрата и свидетельствует о перераспределении рудного вещества при корообразовании.

Так, по данным Н.Н.Ларионова (поисковые работы, 1983 г.), повышение содержаний Au в скв. 192 на глубине 106–114 м предположительно связано с пересечением ею пластов пиритизированных глинистых сланцев, преобразованных в зоне гипергенеза в лимонитизированную дресвяно-глинистую массу, местами с «сыпучкой» окисленных сульфидов (до 20–40%). Основная масса золота присутствует в свободном виде.

Исследования единичных технологических проб, проведенные ГУП УКГЭ «Уралзолоторазведка» и ОАО «Унипромедь» и характеризующие ЗКВ месторождения Горный Прииск от поверхности до глубины 13 м, показали следующее. Вещественный состав коры представлен кварцем (58–60%), гидрослюдами-иллитом, гидромусковитом (20%), каолинитом+вермикулитом (4–6%), пиритом (0,5%), гидроксидами железа (0,1–0,5%). В глинисто-песчаной фракции установлены зерна самородного золота, электрума, аргентита, размером менее 100 мкм. Тестирование материала ЗКВ специалистами ЗАО «Гагарка» показало его пригодность для золотодобычи подземным гидрохлоридным выщелачиванием.

Субстрат, по которому развивается линейно-площадная кора на месторождении Горный Прииск, сложен интенсивно дислоцированными, смятыми в синклинальную складку среднерифейскими терригенными образованиями зигазино-комаровской свиты: углеродисто-глинистыми сланцами с сульфидной вкрапленностью, алевролитами, кварцевыми и полевошпат-кварцевыми песчаниками с многочисленными кварцевыми жилами и прожилками лестничного типа. Во всех образованиях субстрата на площади более 1 км² отмечаются геохимические аномалии золота. На рудоносность вмещающих пород, кварцевых жил и гипергенных продуктов большое влияние оказывает тектоническая позиция данного участка.

Горно-Приисковое рудное поле расположено в зоне влияния двух региональных тектонических структур — субмеридионального Караташского разлома, разделяющего Западно- и Восточно-Башкирскую СФЗ, и субширотной полосы разрывных нарушений, которые фиксируются по геофизическим данным как отраженная глубинная структура фундамента (Верхненугушская структура). Локальная структура рудного поля, включающая месторождения Горный Прииск и Калашникова жила, резко отличается от золоторудных объектов Исмакаевской группы, которые контролируются Айгирской антиклиналью в Восточно-Башкирской СФЗ. Здесь фиксируется тектонический меланж. Наиболее крупные клиновидные блоки (протяженностью до 5 км при ширине 1–2 км) имеют четкие ограничения по разломам северо-западного и субширот-

ного простирания. С одним из таких разломов совпадает ручей Каменный Ключ с нехарактерными для данной местности коренным руслом и водопадами, вероятно, указывающими на активные неотектонические процессы. Крупные тектонические блоки разбиты многочисленными разноориентированными нарушениями на более мелкие, которые сложены ниже-среднерифейскими породами юшинской, зигальгинской, зигазино-комаровской свит. Причем в отдельных блоках осадочных пород наблюдаются фациальные признаки, характерные для автохтонных образований Западно-Башкирской СФЗ (присутствие доломитов и сидеритов в юшинской свите на восточном фланге Горного Прииска, пестроцветность среднерифейских отложений в западной части горы Калашникова).

Явно выраженной генетической связи золотого оруденения описываемого рудного поля с определенными магматическими комплексами не наблюдается. Пояс даек вдоль Караташского взброса относится к Юрмагинскому (PZ₁₋₂) габбро-долеритовому комплексу, который повсеместно проявлен в Башкирском мегантиклинории, а не только в золоторудном Авзянском районе. На участке Горный Прииск, помимо палеозойских субмеридиональных базитовых даек, развиты дайки метадолеритов Криволукского комплекса (V), которые характеризуются северо-западным, субширотным простиранием и приурочены к тектоническим нарушениям, ориентированным вдоль глубинной зоны отраженных разломов фундамента. Месторождение Калашникова жила расположено в пространственной близости с малыми интрузиями габбро-долеритов Повальненского комплекса (R₂). Обычно тела даек и малых интрузий в данном районе не вмещают рудную минерализацию, но могут считаться металлогеническим фактором, так как способны генерировать тепловую энергию и показывают высокую проницаемость, долгоживущий характер региональных тектонических нарушений.

Сложное строение ЗКВ на участке Горный Прииск и особенности ее вещественного состава, недостаточно изученная вертикальная зональность продуктов выветривания не позволяют сделать однозначный вывод о механизме корообразования — гидротермальной аргиллизацией, глинистом гипергенном метасоматозе или комбинированном процессе. Однако очевидно, что как линейная, так и площадная кора здесь расположены в пределах определенного сектора рельефа — выровненной площадки, ограниченной горизонталью 625 м.

Ферритные коры. Ферритные продукты выветривания, обогащенные золотом, отмечаются на Акташском, Ишлинском, Авзянском участках. Так, в пределах западной части Акташского участка фик-

сируются площадные литохимические аномалии золота на выровненной денудационной поверхности, к которой приурочено Куртмалинское месторождение бурых железняков. По данным В.А.Шефера и Н.Н.Ларионова [13], здесь картируется автохтонный комплекс среднерифейских пород кужинской и биктимировской толщ, присущих Западно-Башкирской СЗФ. Эти отложения слагают восточное крыло Аскаровской антиклинали Юрматасовского антиклинория, которое осложнено приразломной складчатостью в зоне Караташского взброса. Наличие углеродисто-глинистых сланцев с пиритовой вкрапленностью на контакте кужинской и биктимировской толщ благоприятно для концентрации золота, которое фиксируется по геохимическим аномалиям. В верхах кужинской толщи также широко развиты метасоматические железистые карбонаты в виде субсогласных тел по доломитам. В зоне гипергенеза по сидеритам образуются бурые железняки Куртмалинского месторождения.

Участок отличается дислоцированностью и интенсивными постседиментационными преобразованиями рифейских толщ. Магматиты представлены серией сближенных даек метадолеритов Повальненского комплекса (R_2) и палеозойских габбро-долеритов. Проведенная нами статистическая обработка литохимических данных по Куртмалинскому месторождению показала, что из 264 проб, представленных всеми разновидностями пород (сланцами, алевролитами, песчаниками, известняками, доломитами, сидеритами, диабазами, жильным кварцем, бурыми железняками), в 66% проб содержится золото. Наибольшая встречаемость Au отмечается в бурых железняках (92% из 107 проб). Причем закономерно повышение его концентрации от доломитов к сидеритам и далее к бурым железнякам.

Коры выветривания сложного состава. Большой интерес представляют коры выветривания сложного состава, развивающиеся по слабозолотоносным рифейским гетерогенным карбонатно-терригенным породам. Гипергенные продукты этих пород отличаются пестрой окраской — белой, серой, желтой, коричневой с пятнами розового, бурого, черного цвета. Слоистость субстрата повторяется в полосчатости коры выветривания, включающей зоны осветленных и лимонитизированных глин с реликтами дезинтегрированных терригенных пород, ожелезненных карбонатов и новообразованиями плотных бурых железняков и глинистых охр. Такие золотоносные «пестрые» коры в виде плащей и линейных зон широко проявлены на Ишлинском участке Авзяно-Белорецкого района. Их характерная особенность — присутствие реликтов ожелезненных доломитов и карбонатно-глинистых

сланцев, джаспероидов, а также кварцевых жил и прожилков с повышенным содержанием золота. Причем бурые железняки часто метасоматически развиваются в коре выветривания по кварцевым жилам в доломитах с образованием «гипергенных брекчий», в которых на фоне плотной гидрогётит-гётитовой основной массы выделяются остроугольные обломки кварца.

На Ишлинском участке локализованы также многочисленные базитовые дайки: пикрит-долеритов и габбро-долеритов соответственно Лапыштинского и Юшинского комплексов (R_1), долеритов Машакского и Повальненского комплексов (R_2), а также габбро-долеритов Юрматинского комплекса (PZ_{1-2}). Рой даек северо-восточного простирания в нижнерифейских метаморфизованных терригенно-карбонатных отложениях суранской свиты между Зюраткульским и Юшинским надвигами пространственно совпадает с золотоносной площадной корой выветривания, осложненной «карманами» вдоль линейных структур.

Геоморфологические особенности западного склона Башкирского Урала, благоприятные для корообразования. Исследуемая площадь соответствует Горноуральской зоне и частично охватывает два геоморфологических района: остаточные горы западного склона Южного Урала; приподнятые горные массивы Южного Урала. Типовые морфометрические профили и их расположение показаны на рис. 1, 2.

Особенностью площади является связь рельефа с геологическим строением и литологией слагающих пород. Известные золоторудные объекты Авзяно-Белорецкого района находятся в пределах зон развития структурно-денудационного рельефа — его верхнего и среднего ярусов с абсолютными отметками от 460 до 900 м.

Рельеф верхнего яруса большей части территории (за исключением Кракинских массивов) определен складчато-блоковой структурой Башкирского мегантиклинория и его обрамления и создан при параллельном отступании склонов под действием комплекса денудационных процессов [2]. Это остаточные горы и хребты, межгорные понижения.

Остаточные горы и хребты верхнего яруса являются реликтовыми горами донеогенового рельефа, который был сформирован в период становления современных тектонических структур Башкирского мегантиклинория. Для остаточных гор и хребтов характерны вогнутые обломочные склоны, отступающие за счет расширения межгорных понижений. Еще в 1948 г. Н.В.Башениной [1] было установлено, что вершины хребтов Южного Урала, поднимающиеся выше границы лесной раститель-

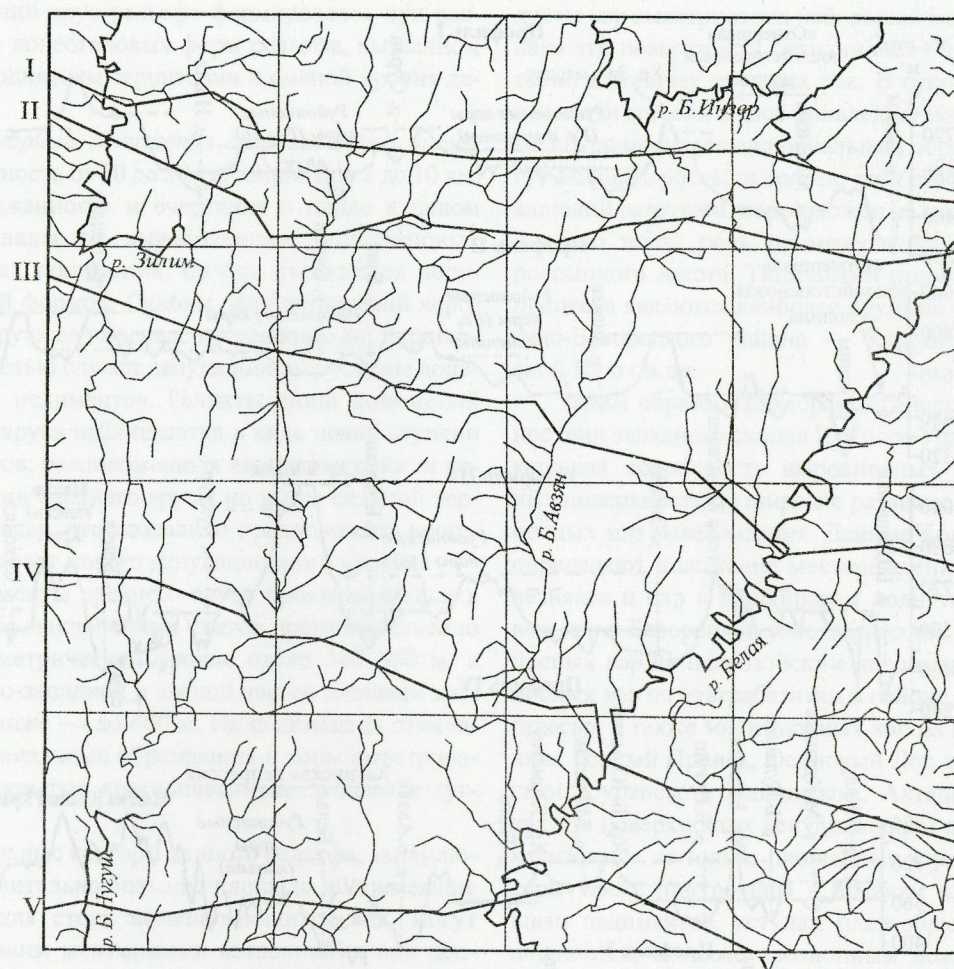


Рис. 1. Схема расположения морфометрических профилей на западном склоне Башкирского Урала

ности (выше 1000 м), расположены в зоне морозного выветривания. Здесь наблюдаются крупнообломочные россыпи и осыпи, из-под которых выступают скалистые останцы, а в верхней части крутых склонов расположены гольцовые (нагорные) террасы. Ниже современной границы леса встречаются также реликтовые плейстоценовые гольцовые террасы. Плоские вершинные поверхности высоких хребтов Южного Урала Н.В.Башенина связывала с гольцовой денудацией, широко развитой в эпоху четвертичных оледенений. Таким образом, они являются не самыми древними денудационными поверхностями выравнивания, а наоборот, самыми молодыми гольцово-денудационными поверхностями. Именно такие нивальные формы рельефа с несколькими уровнями гольцовой планации наблюдались нами на хребтах Большой и Малый Шатак, Большой Карагас, Баштин, Зильмердак, на горах Белая, Евлук, Широкая Шишка, Малая и Большая Юрмашка и др. При соединении

гольцовых террас противоположных склонов хребтов в четвертичное время происходило уплощение их вершин, но на них нет смысла искать древние продукты химического выветривания. Несмотря на очевидность данного вывода, на западном склоне Южного Урала при прогнозировании рудоносных кор продолжают говорить о мезозойских поверхностях выравнивания, сохранившихся на вершинах остаточных гор.

Межгорные понижения верхнего яруса размещаются между остаточными хребтами. Здесь обнаруживаются лишь фрагменты днищ понижений: педименты и вершинные поверхности обособленных платообразных возвышенностей — реликты педиплана.

Педименты верхнего яруса образуют широкие скаты, протягивающиеся от основания обломочных склонов. Они характеризуют наиболее древний из сохранившихся «базисов денудации» [8] или «педипланиации» [4]. Их абсолютные отметки на боль-

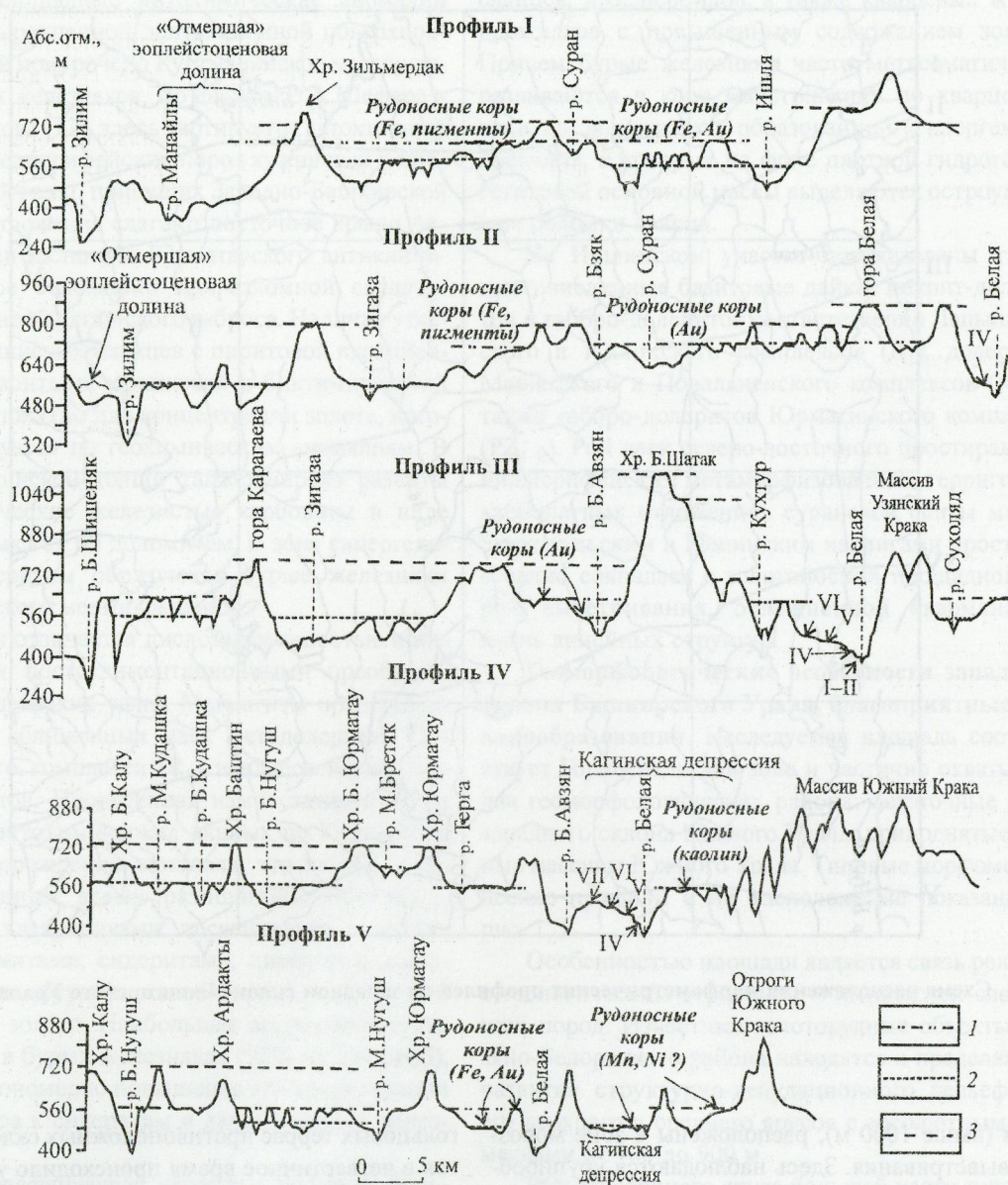


Рис. 2. Типовые морфометрические профили на западном склоне Башкирского Урала:

уровни денудационной планации: 1 — домиоценовой, 2 — неогеновой, 3 — уровни гольцовой планации; I—VII — террасы р. Белая

шей части площади составляют 600–640 м, а на юге — около 560 м. Характерная особенность данных скатов — развитие кор химического выветривания, что позволяет относить их к «фиксированным» поверхностям рельефа. Педименты верхнего яруса рельефа расположены выше уровня седьмой террасы р. Белая более чем на 80–100 м. Поэтому возраст подобных выровненных поверхностей на западном склоне Южного Урала принято относить к донеогеновому. С учетом общей истории континентально-

го развития и климата данной территории [6, 9] можно допустить, что сохранившиеся в верхнем ярусе поверхности денудационной планации формировались в олигоцене.

В пределах донеогеновых межгорных понижений наблюдается различная сохранность поверхностей планации. Широкие (10–15 км) и протяженные (20–25 км) выровненные пространства можно было бы именовать Туканским, Суранским, Зилаирским педиפלеними.

Средний ярус рельефа формировался при расчленении донеогеновых форм рельефа, вызванном общим поднятием территории и сменой уровня денудации.

Межгорные понижения среднего яруса имеют протяженность от 20 до 50 км, ширину от 2 до 10 км. Их протяженность и очертания в плане в целом унаследованы от выработанных донеогеновых межгорных понижений, но они отличаются полузамкнутой формой. Склоны этих понижений хорошо картируются на западе и юге площади. Вершинной их частью служат денудационные уступы донеогеновых педиментов. Реликты днищ понижений среднего яруса наблюдаются в виде новой ступени педиментов, расположенных ниже поверхности педипланиции верхнего яруса, но выше седьмой террасы р. Белая, что позволило предположить неогеновый возраст нового денудационного уровня.

Педименты среднего яруса прослеживаются в виде слабо наклоненных скатов преимущественно на гипсометрическом уровне около 540–560 м, а для северо-западной и южной частей площади этот уровень ниже — до 480 м. На педиментах отмечаются элювиальные образования и коры выветривания, перекрытые красноцветными глинами и суглинками.

Отдельные секторы данного рельефа, занимающие сравнительно большие площади и не имевшие каналов для стока накапливающихся вод, могут быть названы межгорными котловинами или депрессиями. Так, нами выделяется Кагинская структурно-денудационная депрессия протяженностью около 30 км при ширине до 5 км. Проведенный геоморфологический анализ свидетельствует о том, что Кагинская морфоструктура, как и Бурзьянская, Белорецкая и Тирлянская, развивалась и расширялась за счет параллельного отступления склонов возвышенностей. Гипсометрическое положение днища Кагинской депрессии соответствует уровню неогеновой педипланиции. В отличие от взглядов А.П.Сигова [12], автор полагает, что зона вдоль современной долины среднего течения р. Белая является не единой эрозионно-тектонической депрессией, а представлена отдельными секторами отрицательных морфоструктур денудационного генезиса. Денудационное выравнивание в неогене было благоприятным для образования кор выветривания, в том числе каолиновых и марганцевооксидных, золотоносных и никеленосных при наличии специализированного субстрата.

К элементарным геоморфологическим поверхностям среднего яруса рельефа относятся также высокие цокольные речные террасы, на поверхности которых под маломощным аллювием нередко встречаются незрелые щебнисто-глинистые про-

дукты кор выветривания небольшой мощности. Однако эти поверхности сохранились лишь фрагментарно в долинах крупных рек. В отношении рудоносности кор они менее привлекательны, но местами сохранившиеся аллювиальные образования могут вмещать россыпи золота, хотя обычно древний аллювий разрушен, переотложен на низкие террасы и часто играл роль промежуточного коллектора россыпного золота. Типичными примерами такого процесса являются наиболее крупные россыпи Авзяно-Белорецкого района — Кургашля, Золотарский Ключ и др.

Таким образом, геоморфологическими особенностями западного склона Южного Урала являются хорошая сохранность выровненных денудационных поверхностей и широкое развитие на них рудоносных кор выветривания. Данные формы рельефа определяют положение месторождений бурых железняков и охр в Башкирском поднятии, каолиновых кор в Белорецкой зоне депрессий, марганцевых кор по палеозойским доломитам и никеленосных кор по ультрабазитам в районе деревни Магадеево, а также золотоносных кор на месторождениях Горный Прииск, Осиновый Лог, на Исмакаевском, Суранском, Ишлинском, Акташском участках. На поверхностях денудационной педипланиции локализованы не только площадные коры. Линейные коры также приурочены к бровкам или тыловым швам педиментов, уступам платообразных возвышенностей, а также эрозионным ложбинам в их пределах.

Тектонические нарушения, читаемые в рельефе, и их прогнозное значение. При региональном прогнозировании гипергенного золота на Южном Урале тектоническим фактором определяется прежде всего положение морфоструктур, контролирующих размещение остаточных рудоносных кор. При локальном прогнозе значение тектонического фактора возрастает для линейных и инфильтрационных кор. Это обусловлено, во-первых, тем, что рудоносность субстрата часто тяготеет к разломам и элементам складок, а во-вторых, возможностью интенсивного проявления гипергенных процессов за счет глубокого проникновения подземных вод вдоль ослабленных тектонических зон.

На западном склоне Башкирского Урала практически все рудоносные коры являются комбинированными — линейно-площадными. Наибольшее развитие они имеют на западном крыле Ямантауского антиклинория, восточном крыле Юрматауского антиклинория и западном крыле Зилаирского синклинория. Это связано как с литологией площади (развитием потенциально рудоносных карбонатных и глинистых пород, более подверженных разрушению), так и с приуроченностью рудных объек-

тов к глубинным разломам, разделяющим структурно-тектонические зоны западного склона Южного Урала и определяющим его чешуйчато-надвиговое строение. Так, все контуры межгорных понижений и тыловые швы педиментов как донеогенового, так и неогенового возраста обычно совпадают с региональными разломами общеуральской ориентировки: Западно-Туканским, Туканским, Караташским, Суранским, Большеавзянским, Зюраткульским, Узьяно-Серменевским и др.

Карманообразные коры мощностью десятки, а иногда и первые сотни метров, как правило, контролируются разрывными нарушениями, читаемыми в рельефе. Многие из этих нарушений имеют признаки подновления современной тектоникой. Типичным примером таких кор являются месторождение золота Горный Прииск, Ишлинский участок, Магадеевское проявление марганца, каолиновые линейно-карстовые образования в Кагинской депрессии.

На рис. 3, 4 показаны разрывные нарушения, читаемые в рельефе, прогнозные значение которых возрастает при совмещении их с геохимическими признаками золота на реликтах выровненных денудационных поверхностей. Среди нарушений, выявленных по комплексу геоморфологических признаков, преобладают разломы субширотного (северо-западного) простирания, которые сдвигают и приподнимают отдельные участки речных террас, горных хребтов, выровненных денудационных поверхностей. Это дает основание относить их к неотектоническим, в том числе унаследованным, разломам фундамента. Нарушения субмеридионального (северо-восточного) направления приурочены, как правило, к прямолинейным участкам рек или бортам межгорных понижений. Эти разломы общеуральского направления предопределили места заложения русел крупных рек (на отдельных фрагментах их долин), межгорных понижений и депрессий. Субмеридиональные разломы в плане часто выглядят «смещенными» за счет сдвигов по субширотным неотектоническим нарушениям. Однако некоторые субмеридиональные разломы также подновлялись молодой тектоникой.

Совместная интерпретация физических полей с геоморфологическими данными позволила разбавить тектонические нарушения по времени их заложения и глубине. К самым мощным по амплитуде нарушениям относятся субширотные. Они заложены до палеозоя и активизировались в неоген-четвертичное время, о чем свидетельствует как смещение блоков рифейских пород, так и фрагментарные смещения кайнозойских поверхностей [2]. Активизация тектонических нарушений в кайнозое способствовала их повышенной проницаемости для пове-

рхностных вод, что благоприятствовало формированию линейных кор.

Проведенное исследование позволяет сделать следующие выводы.

1. Геоморфологическим фактором золотоносных кор выветривания на западном склоне Южного Урала являются поверхности донеогеновой и неогеновой денудационной планиции в сочетании с разрывными нарушениями, читаемыми в рельефе, благоприятными геологическими структурами и специализированным субстратом.

2. К потенциально рудоносному субстрату относятся углеродисто-глинистые сланцы большеинзерской (R_1), зигазино-комаровской (R_2) свит, железистые карбонаты кужинской (R_2) толщи, джаспероиды суранской (R_1) и катавской (R_3) свит, которые в корях выветривания могут превращаться в глинистые и ферритные гипергенные продукты, обогащенные золотом.

3. Гидротермальное золото в рифейском субстрате контролируется близостью даек, интенсивностью тектонических и динамометаморфических процессов. Метасоматические изменения пород, вкрапленность сульфидов, жилы кварца являются не только косвенными признаками золотоносности субстрата, они делают этот субстрат более неустойчивым к выветриванию по сравнению с неизменными породами, что способствует процессам денудационного выравнивания, корообразования и высвобождению рудных компонентов.

4. Минерагенические факторы, выявленные на данной территории, имеют сложные причинно-следственные связи. Каждый из них необходим, но недостаточен для прогнозирования рудоносных кор.

5. Методика прогноза рудоносных кор должна основываться на картировании благоприятных для химического выветривания геоморфологических поверхностей и совмещении их с другими прогнозными факторами и признаками.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Башенина Н.В. Происхождение рельефа Южного Урала. – М.: ОГИЗ-ГЕОГРАФИЗ, 1948.
2. Грановская Н.Н., Цветкова А.А. Неотектоническая модель формирования Кракинских массивов на Южном Урале // Эволюция тектонических процессов в истории Земли: Мат-лы XXXVII тектонического совещания. Новосибирск, 2004. Т. 1. С. 116–119.
3. Золото Урала. Коренные месторождения (К 250-летию золотопромышленности Урала) / В.Н.Сазонов, Н.А.Григорьев, В.В.Мурзин и др. – Екатеринбург: Уральская издательская фирма «Наука», 1993.
4. Кинг Л. Морфология земли. – М.: Прогресс, 1967.
5. Ковалев С.Г., Высоцкий И.В. Сложнодислоцированные углеродсодержащие толщи башкирской части за-

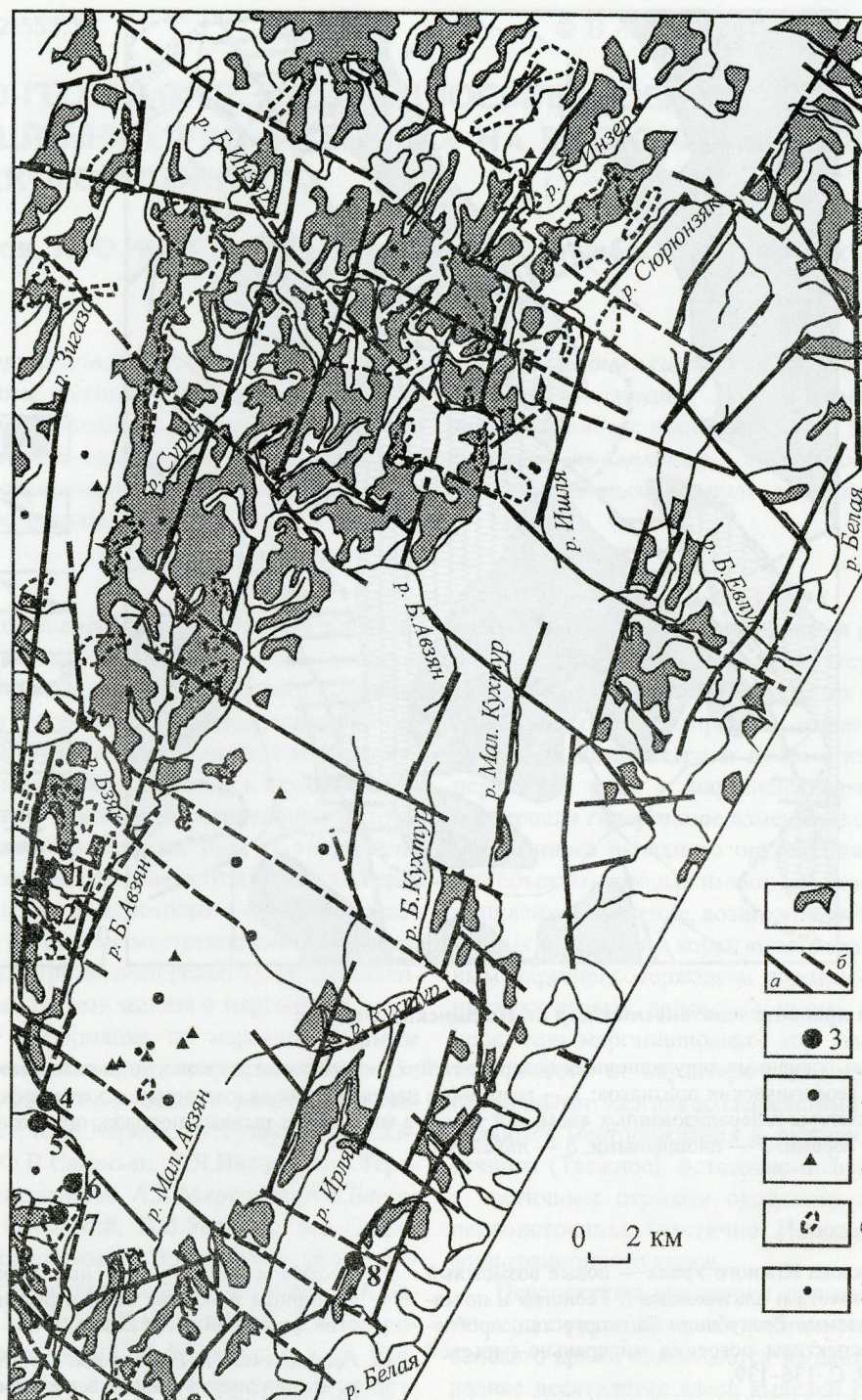


Рис. 3. Схема распространения выровненных денудационных поверхностей и разрывных нарушений, благоприятных для развития рудоносных кор Авзяно-Белорецкого района, составлена с использованием материалов И.В.Высоцкого, 2002 г.:

1 — реликты педиленов и педиментов с нижнекайнозойскими корами выветривания; 2 — разрывные нарушения, читаемые в рельефе (а — установленные по комплексу геологических и геофизических данных, б — предполагаемые по геоморфологическим признакам); коренное золото: 3 — месторождения и их номера (1 — Кургашля, 2 — Улюк-Бар, 3 — Рамеева жила, 4 — Багряшка-I, 5 — Багряшка-II, 6 — Калашникова жила, 7 — Горный Прииск, 8 — Осиновый Лог); 4 — проявления; 5 — точки минерализации; геохимические аномалии золота: 6 — контуры генерализованных площадных аномалий золота в рыхлых и коренных породах, 7 — единичные пробы с аномальным содержанием золота в коренных породах

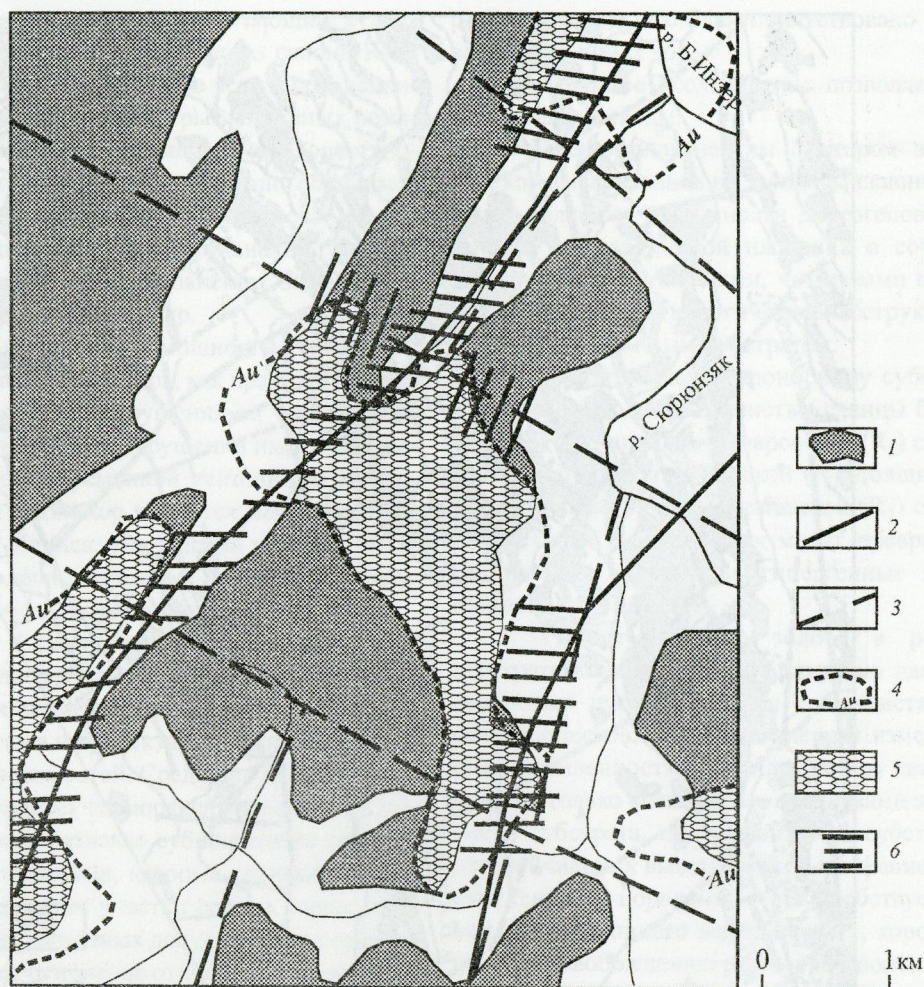


Рис. 4. Схема прогноза золотоносных кор на Ишлинском участке:

1 — реликты выровненных денудационных поверхностей; 2 — глубинные разломы, установленные по комплексу геологических и геофизических признаков; 3 — разрывные нарушения, предполагаемые по геоморфологическим признакам; 4 — контуры генерализованных аномалий золота в коренных и рыхлых породах; прогнозируемые участки с рудоносными корами: 5 — площадными, 6 — линейными

- падного склона Южного Урала — новый возможный источник золота и платиноидов // Геология и полезные ископаемые Республики Башкортостан, проблемы и перспективы освоения минерально-сырьевой базы. 1999. С. 136–139.
6. Коры выветривания Урала / Под ред. А.П.Сигова. — Саратов: Изд-во Саратовского ун-та, 1969.
 7. Кучеровский П.Г., Минькин К.М. Прогнозно-поисковая модель (ППМ) коренных руд золота в терригенных и вулканогенно-терригенных комплексах рифея Башкирского антиклинория // Геология и полезные ископаемые Республики Башкортостан, проблемы и перспективы освоения минерально-сырьевой базы. Уфа. 1999. С. 131–134
 8. Марков К.К. Основные проблемы геоморфологии. — М.: ОГИЗ-ГЕОГРАФИЗ, 1948.
 9. Михайлов Б.М. Рудоносные коры выветривания: Принципы и методы оценки рудоносных геологических формаций. — Л.: Недра, 1986.
 10. Риндзюнская Н.М., Полякова Т.П., Берзон Р.О. Месторождения золота в корях выветривания // Руды и металлы. 1992. Стартовый номер. С. 62–69.
 11. Рыкус М.В., Сначев В.И. Золото западного склона Южного Урала. — Уфа: УНЦ РАН, 1999.
 12. Сигов А.П. О возрасте и происхождении продольных депрессий Урала // Географический сборник. 1952. № 1. С. 93–107.
 13. Шефер В.А., Ларионов Н.Н. Отложения нижнего и среднего рифея в Юрматауском антиклинории на западном склоне Башкирского Урала // Геология и минерально-сырьевые ресурсы европейской территории России и Урала. Екатеринбург, 2000. Кн. 2. С. 196–198.

УДК 550.812:553.32

© В.А.Макаров, Л.Ю.Никонова, 2005

ГЕОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ОБНАРУЖЕНИЯ ПРОМЫШЛЕННЫХ РУД МАРГАНЦА НА ВОСТОЧНОМ СКЛОНЕ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

В.А.Макаров, Л.Ю.Никонова (Государственный университет цветных металлов и золота)

На основе анализа региональных и локальных геолого-геохимических предпосылок показаны высокие перспективы обнаружения промышленных марганцевых руд в пределах восточного склона Енисейского кряжа. Наряду с протяженными геохимическими аномалиями марганца, здесь установлены проявления богатых оксидных руд, сопряженные с ореолами марганца, локализованными в поле развития удерейской свиты.

Вопрос о сырьевой базе марганцевых руд в Сибири стоит весьма остро со времени ввода в действие Кузнецкого металлургического комбината. Результаты геологических исследований разных лет свидетельствуют о возможности создания минерально-сырьевой базы марганца в Красноярском крае [1]. Одна из наиболее перспективных в отношении поисков марганцевых руд — территория Енисейского кряжа, которая находится в Северо-Енисейском районе Красноярского края и включает Порожинское и Таежное месторождения марганца, а также ряд рудопоявлений (табл. 1), представленных оксидными рудами железа и марганца.

Основная информация по марганцеворудным объектам Енисейского кряжа получена в результате геолого-съёмочных, поисковых и разведочных работ (В.А.Лисин, Ю.А.Чернов, Г.Г.Тузлуков, А.Б.Хисамутдинов, Ю.В.Саванья, С.Я.Иванов, В.В.Терещенко, А.И.Владимиров, А.К.Мкртчян, А.Б.Благодатский, Л.К.Качевский, В.В.Усталов, А.А.Стороженко, Г.К.Пасашникова, Г.В.Горшков и др.), а также тематических исследований (Т.Я.Корнев, Д.К.Балицкий, Р.А.Цыкин, Л.П.Костененко, Л.И.Свиридов, М.М.Мстиславский, В.А.Головкин и др.). Степень изученности марганцевого оруденения остается слабой. Лишь на Порожинском месторождении проведена предварительная разведка, а на Таежном — оценочные работы [4].

Наиболее продуктивная марганцевая минерализация, имеющая промышленное значение, выявлена в пределах Исаковской и Вороговско-Ангарской структурно-формационных зон на западном склоне Енисейского кряжа (Порожинское и Таежное месторождения). Первичные марганцевые руды и марганецсодержащие породы здесь связаны с рифейскими, вендскими и нижнекембрийскими от-

ложениями. Они сформировались в результате гидротермально-осадочных, гидротермально-метаморфических процессов в областях вулканической деятельности и, как правило, имеют карбонатный состав. В мезозойское и послемезозойское время первичные руды и марганецсодержащие породы претерпели гипергенное изменение с образованием наложенного оксидного оруденения. Практически все объекты, которые имеют или могут иметь промышленное значение, возникли в результате гипергенных процессов в корях выветривания по первичным марганецсодержащим породам или в отложениях карстовых депрессий путем перетотложения продуктов марганценосных кор выветривания. В зависимости от характера связи оксидных руд с первичными марганецсодержащими породами выделяются месторождения и рудопоявления остаточного (Таежное), остаточно-инфильтрационного с частичным отрывом оксидного оруденения от первоисточника (частично Порожинское) и инфильтрационного типов.

Перспективы выявления промышленных марганцевых руд в пределах восточного склона Енисейского кряжа оцениваются неоднозначно. В последнее десятилетие здесь выявлен ряд региональных металлогенических и локальных геолого-геохимических предпосылок и признаков, указывающих на высокие перспективы обнаружения промышленных марганцевых месторождений.

К региональным предпосылкам относятся следующие. Северо-восточный склон кряжа благоприятен для формирования рудоносных осадочных формаций, тесно ассоциирующих с марганцевыми рудами. Наиболее полный набор таких формаций проявлен в позднепротерозойскую эпоху в Черно-реченско-Краснокаменской структурно-формаци-

Название объекта	Геолого-стратиграфическая приуроченность	Генетический тип	Условия локализации, морфология тел	Содержание Mn, MnO, Cu, %	Прогнозные ресурсы, категория	Исследователь, год
Глубокое	Терригенные отложения удерейской свиты	Осадочный	Геохимические ореолы марганца	Три геохимических (Mn 0,5–1) и один шликерной ореол	Площадь благоприятного субстрата	Л.Г.Саванович, 1973
Правобережное	Зоны дробления в доломитах лебяжинской свиты; юго-западный борт Иочиминского грабена	Остаточный-инфильтрационный	Глыбы гидроксидов марганца, лимонитов среди черной глины. В дробленных доломитах натечные формы пирролизита, псиломелана	MnO 22 (в одной пробе — 44,1)	P ₃ — 3 млн. т MnO — 33%	Л.Г.Саванович, 1973
Болотное	Отложения погорюйской свиты	Гидротермальный	Обломки лимонитов и тектонических брекчий	MnO 5,8–10,15	Не оценены	Ю.Н.Елхов, 1959
Чиримба	Отложения сосновской и погорюйской свит	Гидротермальный	Три геохимических ореола размером 1,5×1,5 км	Mn 0,5–1	Площадь благоприятного субстрата	А.Я.Курилин, 1986
Находное	Алевритово-глинистые отложения сосновской и потоскуйской свит	Остаточный-инфильтрационный	Зона дробления пород мощностью 150 м. Брекчий содержат Mn	MnO 1,6–37,5	Для всего рудного узла P ₃ — 10 млн. т	А.Я.Курилин, 1986
М.Каченда	Кора выветривания углито-глинистых и известково-глинистых сланцев киргитской и шунтарской свит (по А.Б.Хисамутдинову, 1975)	Остаточный-инфильтрационный	Обломок марганцевых руд пирролизит-псиломеланового состава	Mn 57,4, Cu 0,05	Не оценены	Ю.Н.Елхов, 1959; А.Б.Хисамутдинов, 1975

онной зоне и в зоне сопряжения ее с Сибирской платформой [2]. Это железоносная формация, представленная месторождениями гематитовых руд в отложениях нижеангарской свиты верхнего рифея, а также объекты формации медистых песчаников отмеченные в восточном обрамлении Енисейского кряжа в составе эвенкийской свиты. Осадочные месторождения фосфора, свинца и цинка могут предполагаться по наличию крупных региональных геохимических аномалий и отдельных проявлений.

Вдоль северо-восточной (окраинной) части Енисейского кряжа, параллельно границе с Сибирской платформой, более чем на 200 км протягивается полоса (цепочка) интенсивных (иногда свыше 1% в потоках рассеяния) аномалий марганца (рис. 1). Тесную пространственную корреляцию с аномалиями марганца обнаруживают аномалии редких земель, полиметаллов и отчасти золота. На северо-западе полосы по материалам мелкомасштабной геохимической съемки А.А.Ладынина (2002 г.) выделяется комплексная Иочиминская рудно-геохимическая зона, локализованная в пределах Енашиминского поднятия. Юго-восточнее вдоль этой полосы находится Юргулинско-Горбилокский геохимический район, приуроченный к северному замыканию Ангаро-Питского синклинария [2]. Все прогнозируемые металлогенические подразделения, по его данным, перспективны на марганец, свинцово-цинковое и редкометальное оруденение.

В размещении комплексных региональных геохимических аномалий довольно отчетливо проявляется тектонический контроль. Максимальные по площади распространенности и контрастности аномалии (Иочиминская рудно-геохимическая зона и Юргулинско-Горбилокский рудно-геохимический район) приурочены к узлам пересечения структур северо-западного направления с аномальными зонами северо-восточного простирания (см. рис. 1), пространственно тяготеющими к зонам трансрегиональных разломов — Тохомо-Питского и Тунгусского [2].

Среди локальных предпосылок и признаков выделяются следующие. Стратиграфическими предпосылками, благоприятными для локализации руд марганца, являются осадочные формации рифея, развитые в регионе: терригенная аспидная, известково-терригенная (горбилокская и удерейская свиты); флишевая (погорюйская свита); терригенно-карбонатная известняковая (дашкинская свита); терригенная железоносная (нижеангарская свита) и др. Большинство данных стратиграфических подразделений включают горизонты с повышенным содержанием марганца. Широко распространенные в регионе площадные и линейные коры выветривания благоприятны для накопления и локализации оксидных марганцевых руд.

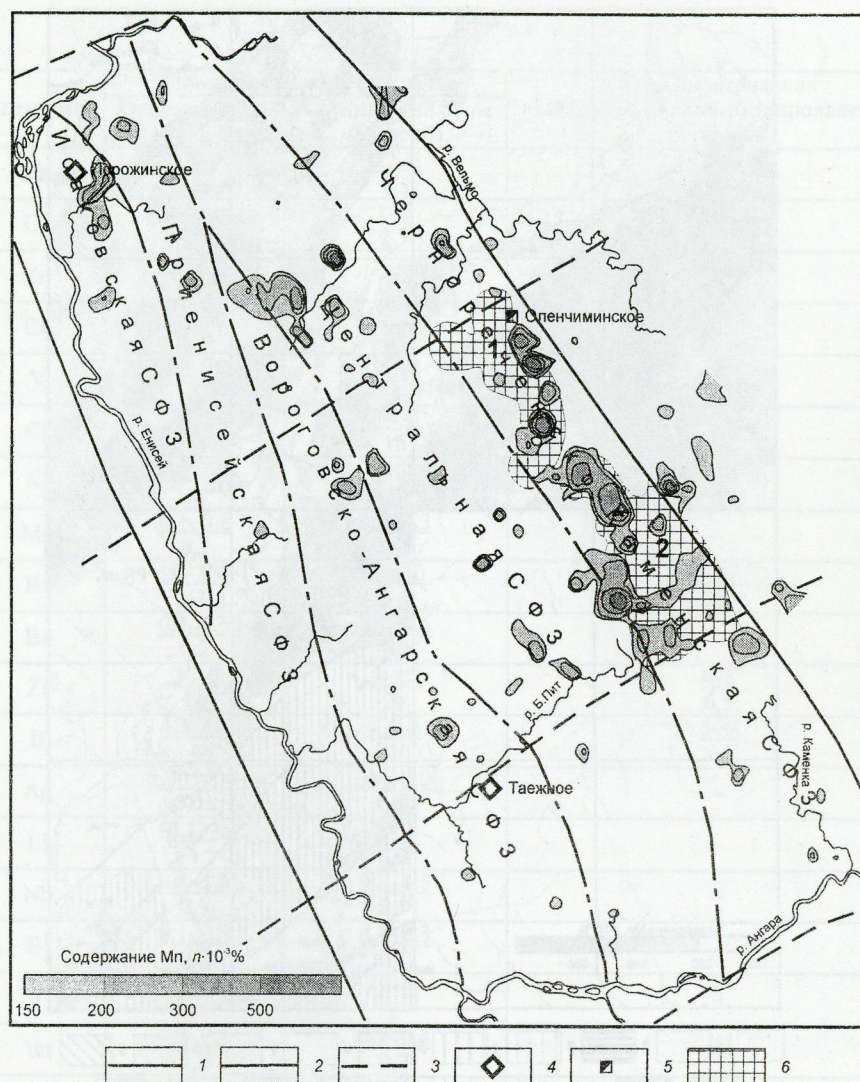


Рис. 1. Положение региональных геохимических аномалий марганца (литохимические потоки рассеяния) в заангарской части Енисейского кряжа, по материалам А.А.Ладынина и др., 2001, В.В.Зверева, 2003:

1 — границы структурно-формационных зон (СФЗ); 2 — главные глубинные разломы, ограничивающие Енисейский кряж; 3 — трансрегиональные поперечные глубинные разломы; 4 — месторождения марганца; 5 — рудопроявления марганца в бассейне р. Оленчимо; 6 — рудно-геохимические районы, зоны: 1 — Иочиминская зона, 2 — Юргулинско-Горбилковский район

Площадными геохимическими работами установлено, что в пределах Иочиминской рудно-геохимической зоны отдельные горизонты удерейской свиты трассируются протяженными (от 7 до 20 км) вторичными ореолами марганца интенсивностью от 0,25 до 2,5% (рис. 2). Геоморфологически они приурочены к повышенным сильно расчлененным участкам рельефа. Геохимические ресурсы марганца по аномалиям, представленным на рис. 2, составили 66,4 млн. т, что соответствует среднему по масштабу месторождению.

В пределах северо-восточного склона Енисейского кряжа известны семь проявлений и пунктов

минерализации (см. табл. 1) [2]. Наиболее крупное Оленчминское проявление богатых оксидных руд марганца выявлено в пределах Иочиминской рудно-геохимической зоны при производстве площадных геохимических работ [3]. Оно представлено высыпками бурожелезняковых и марганцевых охр, прослеженных с поверхности на площади 600×300 м. Геоморфологически охристые образования приурочены к широкой плоской заболоченной долине левого безымянного притока р. Оленчимо и представляют собой вторичные экзогенные продукты типа «железо-марганцевой шляпы» (рис. 3). Растительный покров над рудными выходами, как правило,

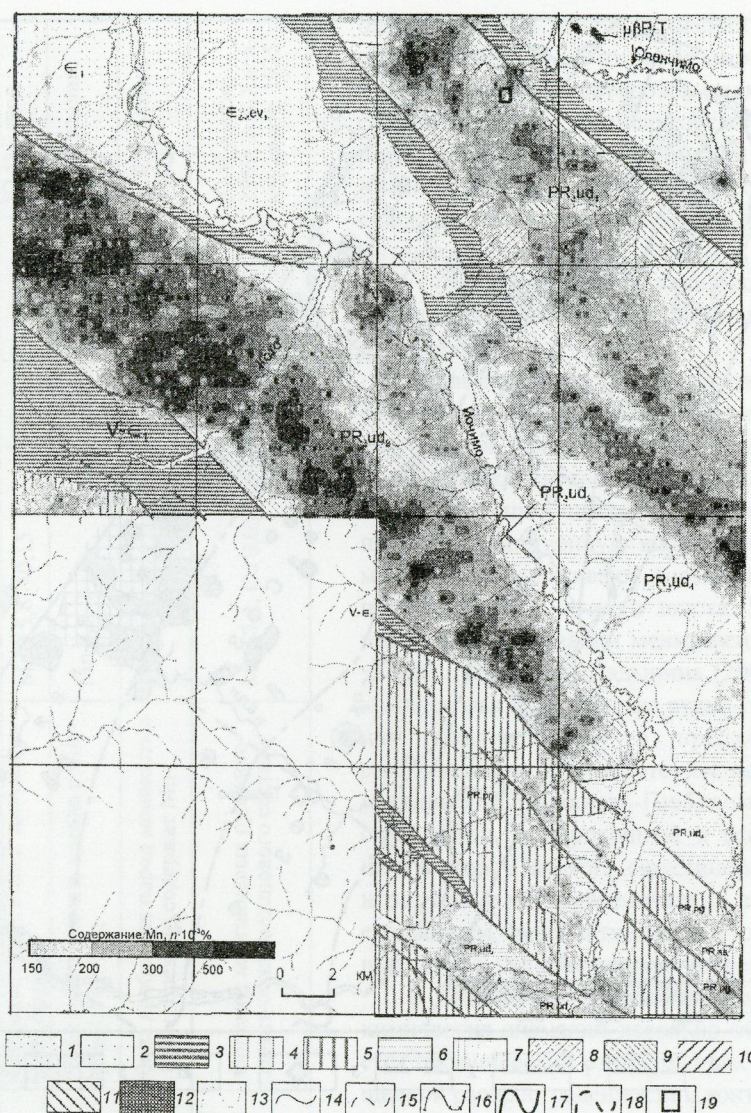


Рис. 2. Распределение вторичных ореолов марганца в геологических структурах Иочиминской рудно-геохимической зоны, геологическое строение дано по А.И.Вызу, 1966:

геологические подразделения: 1 — верхний — средний кембрий, нижнезвенкийская подсвита, 2 — нижний кембрий нерасчлененный, 3 — венд — нижний кембрий, Тасеевская серия; нижний протерозой: 4 — сосновская свита, 5 — погорийская свита, 6 — удерейская свита, пачка 4, 7 — удерейская свита, пачка 3, 8 — удерейская свита, пачка 2, 9 — удерейская свита, пачка 1, 10 — горбилокская свита, 11 — кординская свита; 12 — пермь — триас, формация сибирских траппов; 13 — гидросеть; геологические границы: 14 — достоверные, 15 — предполагаемые, 16 — границы несогласия; разломы: 17 — достоверные, 18 — предполагаемые; 19 — Оленчиминское проявление марганца

отсутствует или угнетен. Содержание марганца по данным анализа 20 проб изменяется от 10 до 52% (среднее 25,5%). Главные марганцевые минералы по данным рентгеноструктурного анализа — манганит и пиролюзит. Кроме них, в рудах отмечается значительное содержание (до 50%) гётита и гидрогётита. Руды черного, буровато-черного и бурого цвета, пористые, землистые, пятнистые. Отмечаются повышенные содержания кобальта, бария, сурьмы, лантана и церия, низкие (до 0,04%) — фосфо-

ра, цинка, ванадия и титана (табл. 2). Сравнивая содержания в рудах Порожинского месторождения и Оленчиминского рудопоявления можно заключить следующее.

Минерализованные породы рудопоявления отличаются от окисных руд месторождения повышенным содержанием кобальта, бария, лантана и пониженным — цинка, ванадия, циркония. В отличие от карбонатных руд в них наблюдаются повышенные содержания сурьмы, лантана, кобальта, олова и по-

Элементы	Порожнинское месторождение		Кора выветривания Оленчминского рудопоявления (4 пробы)
	Окисные руды (320 проб)	Карбонатные руды (88 проб)	
Pb	$\frac{0,2-5}{1,7}$	$\frac{0,2-2}{1,5}$	$\frac{2-5}{3,3}$
Cu	$\frac{1-6}{3}$	$\frac{1-5}{2,7}$	$\frac{3-6}{4,8}$
Zn	$\frac{4-40}{11}$	$\frac{5-40}{12}$	$\frac{2-6}{4,8}$
Co	$\frac{0,5-20}{2,5}$	$\frac{0,1-3}{1,1}$	$\frac{1,5-40}{35,4}$
V	$\frac{0,8-30}{8}$	$\frac{1-20}{8}$	$\frac{2-3}{2,3}$
Cr	$\frac{2-80}{18}$	$\frac{3-60}{18}$	—
Ni	$\frac{1,5-50}{8}$	$\frac{1-30}{7}$	$\frac{0-5}{3}$
Mo	$\frac{0,1-0,8}{0,2}$	$\frac{0,1-0,3}{0,2}$	—
Ba	$\frac{10-300}{43}$	$\frac{20-50}{34}$	$\frac{200-1000}{500}$
Be	$\frac{0,1-0,5}{0,2}$	$\frac{0,1-0,6}{0,2}$	—
Zr	$\frac{2-40}{16}$	$\frac{2-40}{20}$	$\frac{4-8}{6,5}$
B	$\frac{1,5-10}{4}$	$\frac{1,5-8}{3,6}$	$\frac{5-6}{5,5}$
Ag	$\frac{0,005-0,1}{0,01}$	$\frac{0,01-0,06}{0,02}$	—
Li	$\frac{0,1-3}{1}$	$\frac{1-2}{1,3}$	—
Nb	$\frac{0,8-1,5}{0,9}$	$\frac{0,8-1,5}{0,9}$	—
Bi	$\frac{0,1-0,3}{0,2}$	$\frac{0,1-0,3}{0,2}$	—
Y	$\frac{1-6}{1,5}$	$\frac{1-6}{2}$	—
Yb	$\frac{0,2-0,4}{0,2}$	$\frac{0,2-0,4}{0,2}$	—
La	$\frac{3-6}{4}$	$\frac{3-5}{3,5}$	$\frac{8-50}{23,3}$
Ga	$\frac{0,1-0,8}{0,3}$	$\frac{0,1-0,6}{0,2}$	—
Ti	«	$\frac{10-500}{128}$	$\frac{1-1,5}{1,4}$
Mn	«	$\frac{30-1000}{795}$	>1000
Sn	«	$\frac{0-0,8}{0,13}$	$\frac{0-3}{1,3}$
P	«	$\frac{0-1000}{132}$	$\frac{0-40}{10}$
Ge	«	$\frac{0-0,1}{0,008}$	—
W	«	$\frac{0-4}{0,19}$	—
Sc	«	$\frac{0-2}{0,76}$	—
As	«	$\frac{0-15}{0,64}$	—
Sb	«	$\frac{0-6}{0,14}$	$\frac{0-20}{11,3}$
Ce	«	н/д	$\frac{8-30}{17}$

Примечание. В числителе — пределы колебания содержаний в пробах (от — до), в знаменателе — среднее арифметическое; н/д — нет данных.

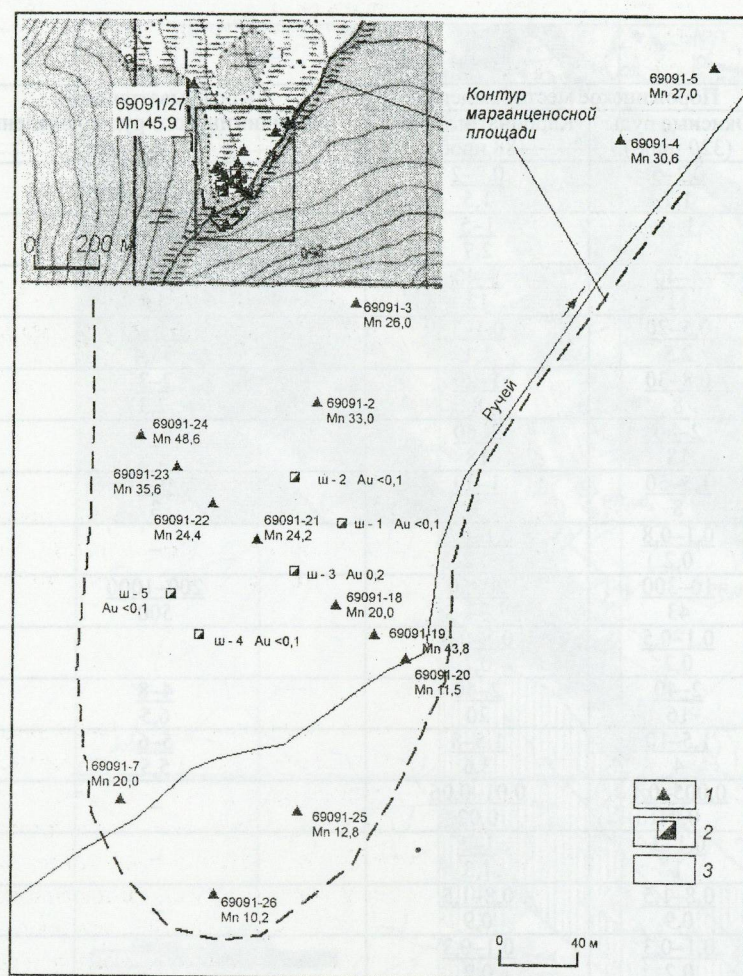


Рис. 3. План опробования проявления марганца в бассейне р. Оленчимо:

1 — точки отбора проб по вторичным ореолам, их номера и содержание Mn, %; 2 — шурфы, их номера и содержание Au в забое, г/т; 3 — контур участка опробования

ниженные — титана, фосфора, цинка. Кроме того, отсутствуют хром, иттрий, молибден, бериллий, висмут, галлий и иттербий, присутствующие на Порожинском месторождении. Пробы руд анализированы пробирным и масс-спектрометрическим анализами в рудах установлены серебро (до 82 г/т) и золото (до 0,2 г/т) [3].

Итак, по ряду предпосылок и признаков структуры восточного обрамления Енисейского края характеризуются благоприятными условиями для накопления марганца, в том числе в виде окисных марганцевых руд. Учитывая масштабность намечившейся новой марганценой металлогенической зоны, наличие в ней проявлений с высоким качеством руд, а также дефицит марганцевого сырья в России, восточный склон Енисейского края заслуживает постановки в его пределах как крупномасштабных прогнозно-поисковых, так и региональных прогнозно-металлогенических работ на марганец.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Горшков Г.В. Минерально-сырьевая база марганца Красноярского края // Минеральные ресурсы Красноярского края. Красноярск, 2002. Кн. 1. С. 306–313.
2. Зверев В.В. Перспективы выявления новых месторождений высококачественных марганцевых руд в зоне восточного сочленения Енисейского края с Сибирской платформой // Геология и минеральные ресурсы Центральной Сибири. 2003. Вып. 4. С. 167–172.
3. Макаров В.А. Перспективы выявления промышленного марганцевого оруденения в северо-восточной части Енисейского края // Состояние и проблемы геологического изучения недр и развития минерально-сырьевой базы Красноярского края. Мат-лы докладов научно-практической конференции, посвященной 60-летию красноярской геологии, 7–10 октября 2003 г. Красноярск, 2003. С. 144–146.
4. Минеральные ресурсы Нижнего Приангарья и их экономический потенциал / Под ред. С.С.Сердюка, В.Г.Сибгатулина. — Красноярск: КНИИГиМС, 2004.

КОМПЛЕКСНОЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ



УДК 543.08:546.92/.98

© Г.В.Седельникова, 2005

ПРАКТИКА ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПЛАТИНОВЫХ МЕТАЛЛОВ В МИНЕРАЛЬНОМ СЫРЬЕ В ОТЕЧЕСТВЕННЫХ И ЗАРУБЕЖНЫХ ЛАБОРАТОРИЯХ

Г.В.Седельникова (ЦНИГРИ Роснедра МПР России)

Проведено сравнение стоимости анализов МПГ в отечественных и зарубежных лабораториях, использующих методы масс- и эмиссионной спектроскопии с индуктивно-связанной плазмой. Показана необходимость продолжения технического перевооружения лабораторно-аналитической службы геологической отрасли в России.

Мировые запасы платиновых металлов оцениваются в 101 тыс. т, в том числе 90% приходится на три крупных рудных района: Бушвельд (ЮАР), Норильск (Россия) и Великая Дайка (Зимбабве). Основное производство металлов осуществляется из сырья рудных месторождений ЮАР и России. В 2001 г. было произведено более 430 т платиновых металлов, что обеспечивалось почти на 90% технологическими мощностями и запасами двух мировых лидеров. По прогнозам мировых аналитиков, ЮАР, обладающая высококачественной сырьевой базой, в состоянии к 2006 г. почти удвоить производство платины и палладия.

Основой высокودинамичного развития производства платиновых металлов являются постоянно увеличивающийся спрос на них (около 10% в год) и устойчивая тенденция возрастания цены.

Экономические стимулы развития этой отрасли мировой экономики обусловили появление новых подходов к оценке и использованию сырьевых ресурсов платиновых металлов. В последнее десятилетие отчетливо наблюдается тенденция монополизации производства отдельными крупными горно-металлургическими компаниями. Так, только в рудном районе Бушвельд «Anglo-American Platinum Corporation» сосредоточила в своих руках более 70% производства платиновых металлов с соответствующим обеспечением этих объемов сырьевыми ресурсами. Эта компания ведет подготовку к добыче платиновых металлов в Зимбабве.

В мире наблюдается возобновление работ на ранее законсервированных рудниках, а также широкое развитие поисковых и разведочных работ на

новых площадях, в том числе различными компаниями, которые ранее не занимались платиносодержащим сырьем. Осуществляются работы по обоснованию и поиску новых провинций и типов месторождений. Принимая все это во внимание, основными задачами России в платиновой отрасли можно считать сохранение высокого и устойчивого присутствия на мировом рынке и создание условий для увеличения производства платиновых металлов.

Решение этих задач неразрывно связано с расширением мощностей основного действующего отечественного производства платиновых металлов ОАО ГМК «Норильский никель», а также вводом новых предприятий на разведываемых в настоящее время месторождениях Карело-Кольского региона, Алданского щита и других районов. В свете рассмотренных задач особую актуальность приобретают геологоразведочные работы, проводимые как на территории России, так и за рубежом, по поиску и оценке новых перспективных типов месторождений.

Эффективность проведения геологоразведочных работ на платиновые металлы зависит от ряда причин, в том числе от качества лабораторно-аналитических работ. Поэтому представляется целесообразным проанализировать состояние лабораторно-аналитической базы России по определению содержания платиновых металлов в горных породах и рудах и сравнить ее методический, технический и стоимостный уровни с зарубежными аналогами.

В базу для сравнения были включены 13 аналитических центров (лабораторий) Российской Феде-

рации и 8 зарубежных лабораторий, выполняющих анализы платиновых металлов*. К сожалению, ряд лабораторий не вошли в базу сравнения из-за отсутствия необходимых сведений.

Методы подготовки проб к определению содержания МПГ. В современном анализе горных пород и руд определение содержаний МПГ обычно проводится в растворах, в которые предварительно переводятся изучаемые элементы в процессе подготовки твердой пробы к анализу. Подготовка пробы может осуществляться методами химического разложения или пробирного концентрирования [1].

Методы химического разложения проб сульфидных, титаномagneзиевых, хромитовых руд и проб основного и ультраосновного типов месторождений МПГ направлены на разложение вмещающих пород и перевод в раствор платиновых металлов обычно с помощью кислот (царской водки) [5]. Нерастворимый остаток в отдельных случаях переводят в раствор путем сплавления с пероксидом натрия. Навеска пробы, как правило, не превышает 5–10 г. Методы химического разложения, направленные на определение платины, палладия и родия, чрезвычайно длительны и трудоемки. Для определения осмия и рутения используют отдельную навеску и специальные методы разложения.

В последние годы для интенсификации процесса пробоподготовки применяют микроволновое разложение. С этой целью выпускаются специальные системы разложения проб, которые включают микроволновую печь и автоклавы специальной конструкции, изготовленные из полимерных материалов [4, 6]. Пробирная плавка в настоящее время широко распространена в анализе минерального сырья разнообразного состава на содержание благородных металлов. Особенностью процесса является совмещение в одном цикле разложения вмещающих пород и коллектирования благородных металлов. Преимущество метода состоит в возможности использования большой навески (от 25 до 50 г), что повышает представительность анализируемой пробы. Это особенно важно при анализе объектов с низким содержанием и неравномерным распределением благородных металлов в минеральном сырье.

В практике массового анализа благородных металлов широко используют свинцовый коллектор. Эффективность использования свинца обусловлена его способностью к коллектированию благородных металлов, а также возможностью сокращения массы свинца или полного его удаления в процессе последующей операции купелирования [3].

При классическом пробирном анализе на золото и серебро после полного удаления свинца купелированием суммарное содержание золота и серебра определяют взвешиванием. При этом в остаточном золото-серебряном сплаве присутствуют платиновые металлы. Как показано в работе [2], полное купелирование при массе остаточного королька 1 мг и более не приводит к значимым потерям платины и палладия. Для остальных платиновых металлов наблюдаются потери, причем для иридия, рутения и особенно осмия они могут приближаться к 100%.

Для уменьшения потерь платиновых металлов используют прием неполного купелирования. В этом случае процесс купелирования останавливают на определенной стадии и получают сокращенный свинцовый золото-серебряный сплав, так называемый «свинцовый королёк».

Несмотря на достаточное количество данных о возможности коллектирования всех благородных металлов в свинцовый сплав, в литературе господствует мнение о том, что при определении платиновых металлов лучшие результаты получаются с альтернативными коллекторами, из которых наиболее распространен сульфид никеля (никелевый штейн).

В конечном итоге выбор рациональной методики анализа направлен на обеспечение высокой чувствительности, воспроизводимости определения и минимальных помех.

Методы инструментального определения содержания МПГ. В современной практике лабораторно-аналитических работ на МПГ применяются следующие методы определения содержания металлов:

атомно-эмиссионная спектрометрия или, как ее еще называют, оптическая эмиссионная спектрометрия с индуктивно-связанной плазмой (ИСП АЭС или ОЭС, в английской версии ICP AES или OES);

масс-спектрометрия с индуктивно-связанной плазмой (ИСП МС, ICP MS);

инструментальный нейтронно-активационный (ИННА, INNA);

атомно-абсорбционная спектрометрия (ААС) с пламенной (AA Flame) и непламенной (электротермической) атомизацией (ЭТААС, GF AA);

рентгено-флуоресцентная спектрометрия (РФС, XRF);

эмиссионная спектрометрия (ЭС, ES) и др.

Ниже перечислены основные российские и за-

* Сопоставлялись материалы из интернет-сайтов лабораторий.

рубежные лаборатории, выполняющие лабораторно-аналитические исследования МПГ.

Отечественные лаборатории. Перечень включает следующие организации по их территориальной принадлежности:

московские организации — пять лабораторий, к которым относятся лаборатории институтов ФГУП ЦНИГРИ, ФГУП ВИМС, ФГУП Гинцветмет, ИГЕМ РАН, ГЕОХИ РАН;

санкт-петербургские организации — две лаборатории: ЗАО «Механобр Инжиниринг Аналит» и лаборатория Санкт-Петербургского государственного горного института;

региональные организации — шесть лабораторий в институтах и ОАО: ФГУП ВостСибНИИГТИМС, ОАО «Сибцветметниипроект», ОАО «Иргиредмет», ФГУП ЦНИИГеолнеруд, ОАО «Кольский геолого-информационно-лабораторный центр», ФГУП Приморская поисково-съемочная экспедиция.

По отраслевой принадлежности лаборатории распределяются таким образом:

пять лабораторий находятся в ведении Министерства природных ресурсов России: ФГУП ЦНИГРИ, ФГУП ВИМС, ФГУП ЦНИИГеолнеруд, ФГУП ВостСибНИИГТИМС, ФГУП Приморская поисково-съемочная экспедиция;

четыре аналитические лаборатории входят в состав бывших институтов Министерства цветной металлургии, а в настоящее время — акционерных обществ: ОАО «Иргиредмет», ФГУП Гинцветмет, ОАО «Сибцветметниипроект» и ЗАО «Механобр Инжиниринг Аналит»;

из остальных четырех лабораторий две находятся в академических институтах ИГЕМ и ГЕОХИ, одна — в учебном институте (Санкт-Петербургский горный), одна — в ОАО «Кольский геолого-информационно-лабораторный центр».

Большинство российских лабораторий аккредитованы Госстандартом РФ на соответствие требованиям ГОСТ Р ИСО/МЭК 17025 международной системы:

девять лабораторий из 13 имеют аттестат аккредитации Госстандарта России: ФГУП ЦНИГРИ, ФГУП ВИМС, ФГУП Гинцветмет, ОАО «Иргиредмет», ЗАО «Механобр Инжиниринг Аналит», ФГУП Приморская поисково-съемочная экспедиция, ФГУП ЦНИИГеолнеруд, ОАО «Кольский геолого-информационно-лабораторный центр», ГЕОХИ РАН;

одна лаборатория (ФГУП ВостСибНИИГТИМС) имеет свидетельство об оценке состояния измерений в лаборатории, выданное ФГУ «Иркутский ЦСМ и С»;

одна лаборатория (Санкт-Петербургский горный институт) находится в стадии аккредитации;

две лаборатории не имеют аккредитации (ИГЕМ РАН, ОАО «Сибцветметниипроект»).

Зарубежные лаборатории. В базу сравнения включены следующие восемь зарубежных лабораторий, выполняющих анализы платиновых металлов в минеральном сырье: GEO LABS (Исследовательские геологические лаборатории), Actlabs (группа компаний; количественный анализ, инновационные технологии), ALS Chemex (Международная группа лабораторий, работающая в 16 странах мира), SGS SA, SGS Minerals Services (Международная группа лабораторий, имеющая представительства в более 100 странах, в том числе в России), ASA-OMAC ALEX STEWART GROUP (Международная группа лабораторий в четырех странах, в том числе в Кыргызстане), Metal analysis laboratory Nicodan Ltd. (лаборатория анализа металлов в Чехии), MINTEK (лаборатория в ЮАР), GTK Geolaboratorio Geologian Tutkimuskeskus (геолаборатория Геологической службы Финляндии). Вышеперечисленные лаборатории аккредитованы в системе Международной аккредитации ИСО (International Standard Organization — ISO), некоторые лаборатории аккредитованы также в системе стандартов той страны, в которой они находятся (например, финская геолаборатория GTK).

Характеристика методов анализа платиновых металлов, используемых в российских и зарубежных лабораториях. Российские лаборатории характеризуются большим разнообразием используемых методов анализа. Частота повторяемости одного и того же метода в разных лабораториях очень низкая.

В 13 отечественных лабораториях применяются следующие 13 методов анализа платиновых металлов:

пробирно-атомно-абсорбционный (ПАА): ФГУП ЦНИГРИ, ОАО «Иргиредмет», ЗАО «Механобр Инжиниринг Аналит»;

пробирно-масс-спектрометрический с индуктивно-связанной плазмой (ИСП МС): ФГУП ЦНИГРИ, ФГУП ЦНИИГеолнеруд;

пробирно-атомно-эмиссионный спектрометрический с индуктивно-связанной плазмой (ИСП ЭС): ФГУП ЦНИИГеолнеруд;

пробирно-эмиссионно-спектральный (ПЭС): ЗАО «Механобр Инжиниринг Аналит»;

атомно-эмиссионный спектрометрический с индуктивно-связанной плазмой (ИСП ЭС): ФГУП Гинцветмет, ФГУП ЦНИИГеолнеруд, ГЕОХИ РАН, ФГУП Приморская поисково-съемочная экспедиция;

сорбционно-атомно-абсорбционный с пламенной атомизацией (САА): ФГУП ЦНИГРИ;

атомно-абсорбционный с пламенной атомизацией (АА): ФГУП ВИМС, ФГУП ВостСибНИИГТИМС, ОАО «Сибцветметпроект», ФГУП Гинцветмет;

атомно-абсорбционный с электротермической атомизацией (ЭТААС): Санкт-Петербургский горный институт, ОАО «Кольский геолого-информационно-лабораторный центр»;

химико-спектральный (ХС): ИГЕМ РАН, ФГУП ЦНИИГеолнеруд;

кинетический (К): ФГУП ЦНИГРИ, ИГЕМ РАН, ЗАО «Механобр Инжиниринг Аналит»;

рентгенофлуоресцентный (РФС): Санкт-Петербургский горный институт, ФГУП ЦНИИГеолнеруд;

экстракционно-атомно-абсорбционный (ЭАА): ФГУП ВостСибНИИГТИМС;

инверсионная вольтамперометрия (ИВ): ФГУП ЦНИИГеолнеруд.

Многочисленность используемых методов анализа МПГ в России и недостаточная распространенность современных высокочувствительных методов на основе индуктивно-связанной плазмы, по-видимому, обусловлены наличием более слабой материально-технической базы по сравнению с коммерческими зарубежными лабораториями, работающими с большой производительностью (>1000 анализов в день) и в силу физического износа оборудования вынужденными проводить его замену каждые 3–5 лет. Аналогичная ситуация наблюдается на отечественных аффинажных заводах, горно-металлургических предприятиях и крупных отечественных обогатительных фабриках. К сожалению, этого нельзя сказать о рассматриваемых лабораториях, функционирующих в основном при институтах.

Зарубежная практика определения содержания платиновых металлов в минеральном сырье отличается от отечественной высокой степенью унификации используемых методов анализа. В названных восьми зарубежных аналитических лабораториях применяют в основном два метода анализа МПГ:

пробирно-масс-спектрометрический с индуктивно-связанной плазмой (Fire Assay ICP MS);

пробирно-атомно-эмиссионный спектрометрический с индуктивно-связанной плазмой (Fire Assay ICP AES или в другом названии — ICP OES).

Только в одной лаборатории (Actlabs) используют пробирное концентрирование (коллектор — сульфид никеля) с последующим нейтронно-активационным определением содержания металлов (NiS-Fire Assay INNA).

Сведения об аттестации методик. При анализе минерального сырья МПГ в российских лабораториях используются методики, разработанные, как правило, самими лабораториями и аттестован-

ные в ранге отраслевых или стандарта предприятия (СТП).

В рамках международной системы действуют стандарты ИСО на различные методики определения благородных металлов. Вместе с тем, в разных зарубежных лабораториях используется различная кодировка одних и тех же методов анализа, например пробирно-масс-спектрометрического с индуктивно-связанной плазмой определения содержания золота, платины и палладия (со свинцовым коллектором): код метода PGM-MS23 в лаборатории ALS Chemex и код метода FAM 303 в лаборатории SGS Minerals Services, что указывает на использование лабораториями, по-видимому, также и собственных методик анализа.

Круг определяемых элементов и коллекторы МПГ. В большинстве отечественных лабораторий из элементов МПГ определяются только платина, палладий и родий. Это связано с тем, что анализы на иридий, рутений и осмий значительно сложнее, а лаборатории не имеют соответствующей методической и современной аппаратурной базы. Кроме того, отсутствуют пробирные лаборатории для концентрирования МПГ.

Определение всех шести элементов осуществляют только в четырех отечественных лабораториях: ФГУП ЦНИГРИ, ГЕОХИ РАН, ФГУП ЦНИИГеолнеруд и ФГУП Приморская поисково-съемочная экспедиция. Пять элементов определяют в ФГУП ВостСибНИИГТИМС (кроме осмия) и ОАО «Кольский геолого-информационно-лабораторный центр» (кроме иридия). Анализ на четыре металла (Pt, Pd, Ru, Ir) выполняют в лаборатории ИГЕМ РАН.

Необходимо отметить, что одновременное определение всех шести элементов из одной навески обеспечивает применение пробирно-масс- или эмиссионно-спектрометрических методов с индуктивно-связанной плазмой. При комбинировании этих методов с предварительным пробирным концентрированием используют свинцовый коллектор (ЦНИГРИ) или сульфид никеля (ФГУП ЦНИИГеолнеруд). С помощью экстракционно-атомно-абсорбционного метода с предварительным химическим концентрированием возможно определение пяти элементов, за исключением осмия.

В зарубежных лабораториях в зависимости от круга определяемых элементов пробирное концентрирование ведут с использованием различных коллекторов:

свинец — для Au, Pt и Pd методом MS или ICP AES (ALS Chemex, ASA-OMAC ALEX STEWART GROUP, SGS Minerals Services, GTK, Actlabs (INNA);

серебро — для Au, Pt и Pd (GEO LABS);

сульфид никеля — для Au, Pt, Pd, Rh, Ru, Ir, Os методом ICP MS (GEO LABS, Actlabs, ALS Chemex (Au, Pt, Pd, Rh), SGS Minerals Services, MINTEK, Metal analysis laboratory Nicodrom Ltd);

палладий — для Rh (ALS Chemex, SGS Minerals Services);

золото — для Rh (ALS Chemex).

Чувствительность методов. Высокой чувствительностью 0,001–0,006 г/т обладают методы:

пробирно-масс-спектрометрический с индуктивно-связанной плазмой (IPC MS);

атомно-эмиссионный спектрометрический с индуктивно-связанной плазмой (ICP АЭС, за исключением Pt — 0,01 г/т);

пробирно-атомно-абсорбционный (ПАА);

экстракционно-атомно-абсорбционный (ЭАА).

кинетический (К) (Ir — 0,002 г/т, Ru, Os — 0,004 г/т).

Чувствительность на порядок ниже — 0,05 г/т по Pt и Pd, 0,01 г/т по Rh — имеют методы:

сорбционно-атомно-абсорбционный с электротермической атомизацией (САА);

рентгенофлуоресцентный (РФС, 0,01 г/т по Pd);

экстракционно-атомно-абсорбционный с электротермической атомизацией (ЭАА, Pt, Pd, Ru — 0,02 г/т, Rh — 0,01 г/т, Os — 0,05 г/т).

Чувствительность применяемых методов анализа МПГ в разных лабораториях может существенно различаться в зависимости от используемых аппаратурной базы и методики анализа.

Навеска анализируемой пробы. Для МПГ, как и для золота, характеризующихся неравномерным распределением в минеральном сырье, актуален вопрос о представительности анализируемой навески. Наибольшую представительность обеспечивает пробирный метод анализа, в котором плавке подвергают пробу навеской 25–50 г. Менее представительные навески 2–5, реже 10 г используют при выполнении всех остальных методов анализа, не включающих пробирное концентрирование.

Для определения всех шести платиновых металлов используют только метод NiS-Fire Assay ICP MS. Навеска пробы составляет 30 г при определении Au, Pt и Pd, независимо от инструментального способа — масс-спектрометрии или атомно-эмиссионной спектрометрии.

Пробирное концентрирование шести МПГ на сульфид никеля выполняют с более крупной навеской, равной 50 г.

Стоимость анализов. Сопоставление данных по стоимости анализов МПГ (по состоянию на 2004 г.) в отечественных лабораториях показывает, что к наиболее распространенным методам опре-

деления МПГ относятся комбинированный пробирно-атомно-абсорбционный (ПАА) и метод на основе атомно-абсорбционной спектрометрии (АА, САА, ЭТААС, ЭАА). Стоимость метода ПАА в разных лабораториях довольно близка и составляет 500–600 руб., а методов АА, ЭАА, САА и ЭТААС соответственно 650, 700, 540 и 511 руб. Стоимость определения шести элементов методом атомно-эмиссионной спектрометрии (ИСП ЭС) составляет 500 руб. в ФГУПП Приморская поисково-съемочная экспедиция и 600 руб. (100 руб. за один элемент) в ФГУП ЦНИИГеолнеруд. Стоимость определения Au, Pt, Pd, Rh с применением пробирно-масс-спектрометрического метода с индуктивно-связанной плазмой (ИСП МС) в ФГУП ЦНИГРИ равна 500 руб. (табл. 1).

Стоимость анализов МПГ в зарубежных лабораториях существенно различается. Так, стоимость определения Au, Pt, Pd с использованием наиболее распространенных методов анализа — пробирно-масс-спектрометрического или пробирно-атомно-эмиссионного с индуктивно-связанной плазмой (свинцовый коллектор) — в зависимости от чувствительности составляет в рублевом эквиваленте: 416–693 (Actlabs), 360–388 (ALS Chemex), 491 (GTK), 406–499 (SGS Minerals Services). Стоимость определения шести платиновых металлов и золота с предварительным концентрированием на никелевый коллектор и использованием тех же методов анализа также отличается по лабораториям и составляет в рублевом эквиваленте: 3220 (GEO LABS), 3463–4432 (ALS Chemex), 2382 (SGS Minerals Services). Цена пробирно-нейтронно-активационного определения семи благородных металлов в лаборатории Actlabs сопоставима с таковой методами на основе индуктивно-связанной плазмы (табл. 2).

Сравнение стоимости анализов в отечественных и зарубежных лабораториях, использующих методы масс- и эмиссионной спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой, показывает, что стоимость определения Au, Pt, Pd довольно близка, тогда как определение 6–7 элементов в зарубежных лабораториях стоит в несколько раз дороже.

Проведенное исследование позволяет сделать следующие выводы.

1. Анализ платиновых металлов в минеральном сырье за рубежом выполняется в коммерческих высокопроизводительных лабораториях, аттестованных в системе Международной аккредитации (ИСО). Определение МПГ достаточно унифицировано и проводится главным образом с применением двух комбинированных методов, основанных на использовании пробирного концентрирования из представительных

1. Стоимость анализа МПГ с применением различных методов в российских организациях (лабораториях), по состоянию на 2004 г., руб.

Методы, определяемые элементы	ЦНИИРИ	ВИМС	Гипнмет	ИГЕМ	СПТИ	Механопр	Иригредмет	ВостСибНИИГТИМС	ППСЭ	Сибцветмет	ЦНИИГеоцентр	КИЛЦ	ГЕОХИ
Пробирно-атомно-абсорбционный (ПАА), Pt, Pd, Au	360 1 эл., 600 3 эл.					600 3 эл.	600 3 эл.						
Сорбционно-атомно-абсорбционный (САА), Pt, Pd, Rh	360 1 эл., 540 3 эл.												
Пробирно-масс-спектрометрический с индуктивно-связанной плазмой (ИСП МС), Pt, Pd, Rh, Ir, Os, Ru	700 3 эл.										750 3 эл., 1700 6 эл.		
Атомно-абсорбционный с плазменной атомизацией (АА), Pt, Pd		650 2 эл.								Договорная			
Атомно-эмиссионный спектрометрический с индуктивно-связанной плазмой (ИСП ЭС)			20 дол. / 460 руб. каждый элемент						500		100-180 каждый элемент		Договорная
Атомно-абсорбционный спектрометрический (ААС), Pd			20 дол. / 460 руб.										
Кинетический (К), Ir, Os, Ru	300-450		20 дол. / 460 руб.	500									
Химико-спектральный (ХС)				Договорная							520 6 эл.		

2. Стоимость анализа МПГ с применением различных методов в зарубежных лабораториях, по состоянию на 2004 г.,

Методы, определяемые элементы	GEO LABS	Actlabs	ALS Chemex	GTK	SGS Minerals Services	ALEX STEWART	Metal analysis laboratory	MINTEK
Пробирно(коллектор серебро)-атомно-эмиссионный с индуктивно-связанной плазмой (Fire Assay ICP AES), Au, Pt, Pd	20 дол. Канады / 460 руб.					Н/д		Н/д
Пробирно(коллектор свинец)-атомно-эмиссионный или масс-спектрометрический с индуктивно-связанной плазмой (Fire Assay ICP MS или ICP AES), Au, Pt, Pd		15-25 дол. США / 471-693 руб., 3 эл. в зависимости от чувствительности	13-14 дол. США / 360-388 руб. 3 эл.	13 € / 491 руб. 3 эл.	14,65-18,0 дол. США / 406 руб. 3 эл.			
Пробирно(коллектор сульфид никеля)-масс-спектрометрический с индуктивно-связанной плазмой (Fire Assay ICP MS), Au, Pt, Pd, Rh, Ru, Ir, Os	140 дол. Канады / 3220 руб.	125-160 дол. США / 3463-4432 руб., 3 и более проб в зависимости от чувствительности	85 дол. США / 2355 руб.		86 дол. США / 2382 руб.		Н/д	
Пробирно(коллектор золота)-масс-спектрометрический с индуктивно-связанной плазмой (Fire Assay ICP MS), Rh, Pb			12 дол. США / 332 руб.		16,75 дол. США / 464 руб.			
Пробирно(коллектор сульфид никеля)-нейтронно-активационный (Fire Assay INNA), Au, Pt, Pd, Rh, Ru, Ir, Os		225-250 дол. США / 6233-6925 руб. за 1-2 пробы; 125-160 дол. США / 3463-4432 руб., за 3 и более проб						

Примечание. Н/д — нет данных.

навесок 30–50 г и последующего высокочувствительного определения МПГ (10^{-3} – 10^{-4} г/г) с помощью современных методов анализа — масс- или атомно-эмиссионной спектromетрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP MS или ICP AES). Реже применяется метод пробирного концентрирования в сочетании с инструментальным нейтронно-активационным анализом (INNA, одна лаборатория из восьми, введенных в базу сравнения).

2. В России практически отсутствуют высокопроизводительные аналитические лаборатории, полностью отвечающие зарубежным стандартам. Вышеупомянутые высокочувствительные методы анализа с использованием индуктивно-связанной плазмы не получили достаточно широкого распространения в отечественной практике из-за более слабых материально-технической и методической баз. Малочисленны и поздно приобретены современные спектрографы с индуктивно-связанной плазмой, часто отсутствуют пробирные лаборатории в составе аналитических центров, а также аттестованные методики определения МПГ в минеральном сырье на основе индуктивно-связанной плазмы. ФГУП ЦНИГРИ является одной из первых организаций, в которой выполняется массовый анализ МПГ с применением метода с индуктивно-связанной плазмой с чувствительностью 10^{-4} г/г.

3. В отечественной практике анализа МПГ наиболее распространены методы, на основе атомной абсорбции, которые хотя и являются высокочувствительными, обладают недостатком, связанным с малой представительностью проб. В большинстве организаций, где отсутствует пробирный метод, пробоподготовка проводится химическим способом с навесками 2–5, реже 10 г. Атомно-абсорбционные методы анализа МПГ не используют в указанных восьми зарубежных лабораториях. В России эти методы широко распространены, по-видимому, по причине относительно дешевой стоимости приборов атомно-абсорбционной спектromетрии по сравнению со спектрометрами на основе индуктивно-связанной плазмы.

4. Учитывая, что ряд организаций МПР РФ (ФГУП ВИМС, ФГУП ИМГРЭ, ФГУП ВСЕГИИ, ФГУПГП Приморская поисково-съёмочная экспедиция и др.) в 2000 г. по программе технического перевооружения лабораторно-аналитической службы геологической отрасли приобрели новейшее оборудование, в том числе масс-спектрометры ELAN-6100 (Perkin Elmer, США) и атомно-эмиссионные спектрометры «Optima» 2000DV, и в настоящее время проводят научно-методические работы по его адаптации для геологических целей, включая анализ благородных металлов, есть основания надеяться, что в ближайшие годы названные перспективные методы найдут широкое применение в России при выполнении лабораторно-аналитических работ на платиновые металлы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Аналитическая химия металлов платиновой группы: Сборник обзорных статей / Сост. и ред. Ю.А.Золотов, Г.М.Варшал, В.М.Иванов. — М.: Едиториал УРСС, 2003.*
2. *Здорова Э.П., Пахомов Д.Ю., Шварцман С.И.* Высо-кочувствительное пробирно-спектральное определе-ние платины, палладия и родия с использованием се-ребряного королька малой массы // Тез. докл. 13-го Всесоюз. Черняевского совещания по химии, анализу и технологии платиновых металлов. Свердловск, 1986. Т. 2. С. 63.
3. *Колосова Л.П.* Сокращенный свинцовый королек-коллектор благородных металлов. // Заводская лабо-ратория. 1982. Т. 48. № 7. С. 8–12.
4. *Кузьмин Н.М., Кубракова И.В., Пуховская В.М., Куди-нова Т.Ф.* Ускоренное определение благородных ме-таллов в некоторых рудах, продуктах их переработки и катализаторах методами атомно-абсорбционной и атомно-эмиссионной (с индуктивно-связанной плаз-мой) спектromетрии // Журнал аналитической химии. 1994. Т. 49. № 2. С. 199–208.
5. *Хвостова В.П., Головня С.В.* Химические методы вскрытия платиносодержащих руд и горных пород // Заводская лаборатория. 1982. Т. 48. № 7. С. 3–7.
6. *Suzuki T., Sensui M.* Application of the microwave acid digestion method to the decomposition of rock samples // Anal. chim. acta. 1991. Vol. 245. № 1. P. 43–48.

УДК 553.411:550.7

© М.М.Константинов, 2005

БИОГЕННОЕ КОНЦЕНТРИРОВАНИЕ ЗОЛОТА

М.М.Константинов (ЦНИГРИ Роснедра МПР России)

Приведены результаты экспериментальных исследований и природных наблюдений, свидетельствующие о значительных масштабах биогенного концентрирования золота при процессах осадкообразования, рудоотложения и выщелачивания. Предложено использовать эти данные для оценки золотоносности черносланцевых формаций.

Интерес к процессу бактериального разрушения золотосодержащих сульфидов и бактериальному осаждению золота из растворов резко возрос в последние годы в связи с разработкой биотехнологии как экологически чистой альтернативы цианидному процессу.

К сведениям о наиболее древнем биогенном концентрировании золота следует отнести данные Р.Хатчинсона [12] — наличие нитевидных выделений золота в рудах Витватерсранда, где золотом, вероятно, замещались древние водоросли. Этими данными также обосновывается предположение о наличии кислорода в архее. Большинство современных исследователей при этом полагают, что с развитием биогенеза увеличился удельный вес кислорода в атмосфере и его активность в геологических процессах в целом и рудообразовании, в частности [13].

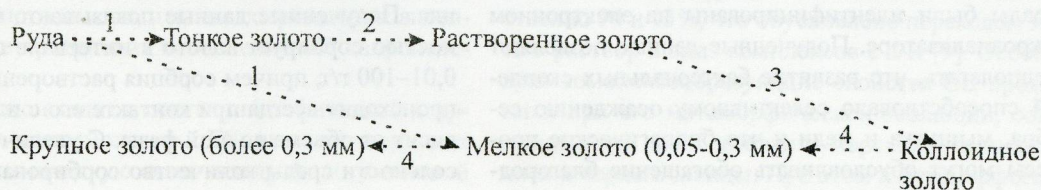
В.Г.Моисеенко и С.А.Маракушев [7] дали обзор состояния проблемы и провели ряд тонких экспериментальных исследований на основе реальной микрофлоры золоторудных месторождений и россыпей. Изучалось взаимодействие выращенных на специальных средах бактерий с гидрозолями коллоидного золота размером 10, 15, 70 и 40 нм при $T 20^{\circ}\text{C}$, которое фиксировалось на электронных микрофото-графиях. Выявлены бактериальные штаммы, способные взаимодействовать с коллоидным золотом. Установлены основные типы взаимодействия: адсорбция на поверхности клеточной стенки без укрупнения (*Micrococcus luteus*); адсорбция на поверхности с укрупнением и последующим осаждением крупной золото-бактериальной массы (*Pseudomonas acidovo-*

gaus, *P. Stutzeri*, *Bacillus cerus*); флокуляция частиц без заметной сорбции на поверхности клетки (*B. antvacobdes*, *Spirillum* sp., *Phirobium japonicum*).

Характерным микроорганизмом, присутствующим практически во всех пробах с высокой концентрацией золота, оказалась аэробная грамположительная бактерия *Micrococcus luteus*. Крупные клетки размером 2×2 мкм образуют быстроседimentирующие пакеты из четырех, восьми и более частиц. Клетки эффективно сорбируют коллоидные частицы на своей поверхности. Связывание частиц золота носит двухфазный характер, поскольку отдельные точки поверхности клетки обладают различным сродством к частицам золота. При отсутствии кислорода количество связанного золота уменьшается, что подтверждает существование двух механизмов адсорбции частиц: первый — обычная хемосорбция на поверхности клеточной стенки (участки, обладающие высоким сродством к гидрофобным отрицательно заряженным частицам золя золота); второй — адсорбция, связанная с процессами окислительно-восстановительных превращений золота.

В.Г.Моисеенко и С.А.Маракушев предложили четырехстадийную схему роста золотин, представляющую собой центральную «экологическую» систему.

На первой стадии происходит разрушение и вынос золота из руды. Важнейшим процессом микробиологического разрушения минералов является окисление сульфидов, и в этом главная роль принадлежит ацидофильному хемолитотрофу *Thiobacillus ferrooxidans*.



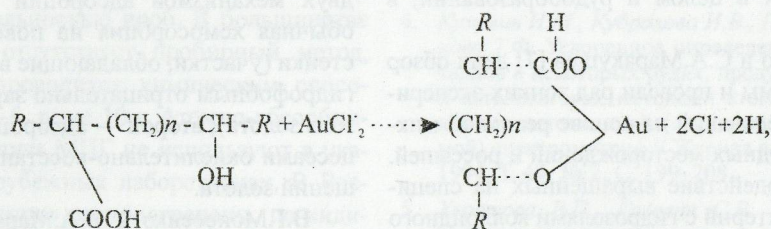
На второй стадии освобожденное тонкое и мелкое золото подвергается прямой микробиологической атаке, в результате чего переходит в растворенное состояние. Для этого необходимо, чтобы подходящий комплексообразователь присутствовал в среде или продуцировался в среде микроорганизмом в присутствии кислорода. Микроорганизмы выступают в качестве продуцентов подходящих лигандов и катализаторов окисления. Эту роль могут играть бактерии *Chromobacterium violaceum*. Образование коллоидных частиц (третья стадия) происходит в природе сравнительно легко под воздействием широкой группы биологических агентов. В четвертую стадию гетеротрофные бактерии в зоне гипергенеза способны укрупнять и осаждать частицы коллоидного золота, переносимые в растворе. При этом золотины растут, и при их перекристаллизации увеличивается пробыность.

Колонии бактерий, заселяющие области современного рудоотложения, способствуют отложению и концентрированию рудной минерализации. Так, гидротермальное поле Си Клифф на севере Горда Ридж содержит конусы и каналы сульфидов гидротермального происхождения, типичных для подобных образований морского дна. Кроме того, большие площади на морском дне покрыты субгоризонтальными гидротермальными корками. Исследованные образцы корок состоят из интенсивно измененных частиц базальта и базальтического гиадокластита, сцементированных аморфным кремнеземом и халцедоном с небольшими количествами барита и

ными металлами некоторых сульфидных месторождений цветных металлов на дне моря.

Е.М.Брадинская [3] установила признаки органического вещества в рудах Куранахского месторождения на Алдане. Удлиненные 0,3–1 мм зерна («палочки») кварца, являющиеся длиннопризматическими монокристаллами, по своей конфигурации совершенно аналогичны скоплениям спикул отдельных видов губок. В отдельных прослоях пород, обогащенных пиритом и мельниковитом, тонкозернистые сульфиды выполняют различные образования, напоминающие фрагменты органических остатков. Образования сульфидов серповидной, сигмовидной, трапецевидной, жгутикообразной, ветвистой форм обнаруживают сходство со спикулами губок, радиолярий, различных водорослей. Нередко в массе тонкозернистого агрегата органических форм наблюдаются более плотные нитевидные разветвления («прожилки»), которые можно объяснить как особенностями анатомического строения, так и процессами «залечивания» трещин усыхания при раскристаллизации первичного гелевого вещества сульфидов.

Э.И.Фишер и В.Л.Фишер [10] исследовали роль гумусовых кислот в процессах сорбции золота морскими осадками. Авторы отмечают, что известная связь золота с гумусовыми кислотами в почвах и растительных остатках речных илов может быть распространена и на морские условия. Последовательность реакции комплексообразования при этом имеет вид:



сульфидов цветных металлов. Некоторые участки корок были заселены колониями бактерий. Частично их нитевидные формы замещены сульфидами и аморфным кремнеземом. Сечения таких нитей, замещенные кремнеземом, имеют диаметр около 50 мкм, а их сердцевина, замещенная сульфидами, — около 2 мкм. Нити бактерий селективно замещены пруститом (Ag_3AsS_3), персеитом ($\text{Ag}_{14} 7-x \text{ Cu}_1, 3+x \text{ As}_2\text{S}_{11}$), халькопиритом и редко галенитом. Эти минералы были идентифицированы на электронном микроанализаторе. Полученные данные позволяют предполагать, что развитие бактериальных скоплений способствовало селективному осаждению серебра, мышьяка и меди и что биологические процессы могут обуславливать обогащение благород-

где R — основная скелетная структура гумусовой кислоты.

Константа нестойкости этого соединения подобна таковой комплекса золота ($\text{Au}(\text{CNS})_4$) и составляет 10–42. Следовательно, устойчивость комплекса золота с сульфокислотами выше хлоридного (KAuCl_4 — 10–25) и цианидного ($\text{KAu}(\text{CN})_2$ — 10–38). Для экспериментов по осаждению золота использовали раствор HAuCl_4 и пробу морского ила. Полученные данные показывают, что ил полностью сорбирует золото в интервале содержаний 0,01–100 г/т, причем сорбция растворенного золота происходит всегда при контакте его с илом и не зависит от объема водной фазы. С увеличением pH и солёности среды количество сорбированного илом

золота уменьшается. Основное количество сорбированного илом золота связано с гумусовыми кислотами.

Для подтверждения наличия связи сорбированного золота с гумусовыми кислотами были проведены эксперименты по сорбции золота препаратами гумусовых кислот, выделенных из морского ила. При экспериментах соблюдались следующие условия. К навеске глины (10 г) добавляли 100 мл воды, 3–5 г NaCl, раствор золота (10 мкг Au) и 10 мл гумусовых кислот (30 мг C), устанавливали pH 8 и оставляли на 12 ч. Фильтрат и осадок анализировали на $C_{орг}$ и Au. Оказалось, что в присутствии органического вещества в осадок перешло практически все растворенное золото (10 мкг), глина без органического вещества содержала всего 1 мкг Au. Полученные данные показывают, что в условиях, имитирующих морскую среду, глина сорбирует гумусовые кислоты. С другой стороны, в присутствии последних сорбция золота глиной резко возрастает (на 90%).

Эксперименты подтвердили возможность концентрирования золота в морских осадках. Авторы полагают также, что сорбция золота из морской воды гумусовыми кислотами возможна в районах впадения рек в моря и океаны, где при смешении морских и речных вод несколько снижается pH и резко уменьшается соленость вод.

Методом инструментального нейтронно-активационного анализа проведено сравнительное изучение распределения золота в осадках поверхностного слоя нескольких районов Мирового океана, в выделенных из этих осадков гуминовых кислотах и продуктах их деструкции. Исследованы аридные зоны Юго-Западной Африки с диатомовым планктоном, гумидная зона шельфа, мелководные прибрежные осадки Японского моря и др. В результате установлено следующее.

1. Золото входит в состав гуминовых кислот (ГК) морских осадков, сформировавшихся в различных климатических и фациальных условиях. Содержание его в исследованных образцах ГК составляет $(15,30\text{--}28,46) \cdot 10^{-6} \%$.

2. Гуминовые кислоты являются аккумуляторами золота; концентрация золота в ГК в 2,2–10,8 раза превышает таковую в исходных осадках.

3. Относительное содержание связанного с ГК золота (в исследованных образцах 0,9–15,7% от валового содержания Au в исходном осадке) возрастает по мере повышения содержания ГК и достигает максимальных значений в осадках шельфа и континентального склона, в зонах современных апвеллингов, где происходит накопление ОВ сапропелевого типа.

4. Золото входит в состав специфической ядерной части макромолекулы ГК, что подтверждает прочную химическую связь между Au и гуминовой кислотой.

5. Концентрация Au в ядерной части ГК зависит от ее состава и обратно пропорциональна содержанию ароматических соединений. Наилучшие концентраторы Au — ГК сапропелевого типа.

6. В макромолекуле ГК доля связанного с ее ядерной частью Au контролируется составом «ядра» ГК и обратно пропорциональна содержанию ароматических соединений. В гуминовых кислотах осадков с ОВ гумусового типа с «ядром» связано лишь 25% Au.

7. Гуминовые кислоты вследствие прямого взаимодействия с Au способствуют формированию сингенетичной золотоносности морских осадков, главным образом осадков шельфов и континентальных склонов, где происходит накопление ОВ сапропелевого типа. В ходе литогенеза таких осадков большая часть Au сохраняет связь с ГК.

Н.Н.Баранова, Г.М.Варшал, Т.К.Велюханова [2] для изучения комплексообразующих свойств природных органических веществ и их роли в генезисе золоторудных месторождений провели три серии экспериментов. В первой серии исследовалась термическая устойчивость растворов фульватных комплексов (ФК) золота, заранее полученных при взаимодействии растворов ФК известной концентрации с определенным значением pH и водного оксида золота. Во второй серии изучалась зависимость растворимости элементного золота от концентрации ФК при T 150, 200 и 250°C с целью установления состава и расчета константы устойчивости образующихся фульватных комплексов золота. В третьей серии анализировалась сорбция на ГК гидроксидных и гидроксофульватных комплексов золота.

Как показывают расчеты, константа устойчивости фульватного комплекса золота при T 150°C равна $(4,0+1,5) \cdot 10^5$. Эта величина на два порядка ниже получаемой при T 25°C ($4 \cdot 10^7$), что соответствует общим закономерностям изменения констант устойчивости комплексных соединений с ростом температуры.

Из совокупности данных вытекает, что количество золота, переносимого в виде различных органических комплексов умеренно нагретым гидротермальным раствором, может составить 10% от его общего содержания.

Сорбционная емкость ГК по золоту составляет 1,5 мг Au на 1 г ГК при pH 5. Извлечение золота гуминовыми кислотами заметно снижается в присутствии в системе фульвокислот, составляя соответственно 94 и 13%, что обусловлено переходом золота в раствор в виде комплексов с ФК [9]. Особенно ярко комплексообразующие свойства ОВ проявляются при его метаморфической эволюции, сопровождающей преобразование морских углеродистых илов в черные сланцы. При этом в метаморфогенно развивающемся ряду торф – антрацит сорбционная

емкость $C_{\text{орг}}$ по отношению к золоту контрастно уменьшается, составляя (г/т на 1% $C_{\text{орг}}$): для торфа 2,9, гуминового и сапропелевого угля 2,6, коксового угля 0,8, антрацита 0,5. Это связано с уменьшением количества функциональных кислород-, азот- и серосодержащих групп, играющих главную роль в удерживании золота органическим веществом по механизму комплексообразования. С этой же позиции объясняется часто наблюдаемое отсутствие корреляции между содержанием углерода и золота в породах.

Под воздействием гидротермальных растворов преобразование УВ происходит по схеме: графит–шунгит–антракосилит–керит, т.е. происходит постепенная разупорядоченность графита за счет образования в его структуре химических связей углерода с ионами водорода, кислорода, серы, поставляемых гидротермальными растворами. Это приводит к увеличению содержания золота в породе за счет его сорбции на этих центрах по механизму комплексообразования.

Китайскими геологами выполнена серия экспериментов по выщелачиванию золота и его переходу в раствор под воздействием органических кислот или сырой нефти [14, 16–18]. В качестве матрицы для одной из серии опытов был использован порошок — смесь золотоносных пирита и арсенопирита со средними содержаниями 664 ч/млрд. Au (0,7 г/т). Под воздействием органических кислот в раствор переходило до 12 ч/млрд. Au, причем максимум растворения приходился на T около 150°C. Под воздействием растворов, содержащих сырую нефть, в раствор переходило до 27 ч/млрд. Au, причем пик концентраций перемещался в область более низких температур — 25–93°C. Наиболее эффективные результаты получены при экстракции золота сырой нефтью из водных растворов. Хлорид золота в количестве 10 мл с содержанием 9,69 г/т Au (рН 6,5) смешивался с 200 мг сырой нефти. Смесь выдерживалась 7–20 дней в стальном цилиндре при различной температуре. В результате в течение 20 дней все золото было экстрагировано сырой нефтью. Сходные данные получены на растворах с низкими первичными концентрациями металла (до 1 г/т). В этом случае за 20 мин. перемешивания при комнатной температуре практически все золото экстрагировалось сырой нефтью.

В природных условиях связь золота с нефтеносными горизонтами или в целом с нефтеносными районами проявляется достаточно широко и разнообразно. Так, Дж.Хулен и Дж.Коллистер [11] отмечают широкое развитие жидких гидроуглеродных включений в рудах месторождений карлинского типа района Аллигейтор Ридж Невада. Эти первичные и вторичные включения зафиксированы в кальцит-реальгаровых жилах, вблизи рудных тел, залегающих в декarbonатизированных, силицити-

зированных и брекчированных каменноугольно-девонских сланцах.

Установлено также, что нефтью выполнены трещины в подстилающих рудные тела известняках. Флюидные включения и выделения свободной нефти сходны по составу.

По сообщению А.И.Кривцова [5], во включениях минералов золоторудного месторождения Черри Хилл в Калифорнии обнаружены битумы и нефть. Температура гомогенизации включений, содержащих нефть, изменяется от ранних стадий к поздним с 178–143 до 130–81°C. Соленость флюидов соответственно меняется от 3 до 2,5% экв. NaCl. Нефть, изученная в вытяжках, отличается по составу от обычной природной нефти, что объясняется дистилляционным фракционированием при гидротермальном процессе. В растворимой фракции битумов из включений содержится от 4 до 120 мг/т Au, в нерастворимой — до 47 мг/т. Это связано с возможным участием золотоорганических комплексов в рудогенезе, хотя не исключается и механическая природа примесей золота в битумах.

В последние годы в провинции Измодун в Китае выявлен новый тип месторождений, представленный стратиформными рудами микротонкозернистого золота. Руды приурочены к нефтеносным нижнемеловым отложениям бассейна Цзяолай с содержанием $C_{\text{орг}}$ 0,007–4,225%. Первичным источником золота для них служили докембрийские породы. За счет вещества этих пород формировались рудоносные слои, в которых в результате взаимодействия диагенетических и нефтяных вод возникали ранние рудные скопления. В яньшаньский тектономагматический эпизод (120–70 млн. лет) эти ранние руды были переработаны, обогащены и укрупнены под воздействием рудоносных гидротермальных растворов. В результате при совокупном влиянии осадочных и углеводородных вод, а также гидротермальных растворов формировались суперкрупные месторождения золота, поиски которых в пределах бассейна Цзяолай весьма перспективны.

Для ряда золото-серебряных месторождений Китая приводятся интересные данные о богатых органикой включениях. На месторождениях рудного поля Чанкэн выявлено несколько типов флюидных включений, большинство из которых органические и представлены смесью богатого органикой газа и соленой воды. Температура их гомогенизации составляет 160–260°C, а соленость образовавшего Au-минерализацию флюида несколько выше, чем флюида, сформировавшего руды серебра. Эти флюиды функционировали на разных стадиях формирования месторождения, а их состав тесно связан с составом вмещающих пород. По своей природе рудообразующий флюид месторождений — это богатый органикой флюид бассейнового типа.

Г.Б.Ганжа и Е.А.Зверева [4] в пределах Центрально-Колымского региона обнаружили своеобразное «золото-углеродистое» проявление, не связанное с традиционными полями интенсивного окварцевания и сульфидизации. Это проявление локализовано в пределах новообразованной структуры к западу от золотоносных жильно-прожилковых зон в кварц-углеродистых метасоматитах. Оно фиксируется высококонтрастными ореолами золота, развитыми на фоне мощных зон с резко пониженными содержаниями (ниже чувствительности пробирно-спектрального метода анализа). Морфология ореолов преимущественно изометричная. Содержание золота по данным пробирно-спектрального анализа 15 проб колеблется от 0,2 до 9,9 г/т.

Ореолы выщелачивания золота пространственно совпадают с зоной графитизации РОВ, т.е. с зоной интенсивного локального динамометаморфизма.

Зона углеродистого метасоматоза в рассматриваемом проявлении имеет зональное строение. Во фронтальной части развиты битумы асфальтит-керитовой группы в ассоциации с кальцитом, полностью замещающие метакристаллическую вкрапленность пирита и арсенопирита; в центральной — нефтеподобные битумы, люминесцирующие в голубых тонах, образующие точечные линзовидно-прожилковидные выделения.

Характерная особенность золотоносности кварц-углеродистых метасоматитов — приуроченность наиболее высоких концентраций золота к породам, содержащим низкотемпературные битумы. В зонах более высоких ступеней метаморфизма, где РОВ представлено графитом, антраксолитом и керит-асфальтитом, содержания золота значительно ниже. Детальные исследования золотосодержащих сланцев с помощью микроанализатора и сканирующего микроскопа показали, что в глинисто-сланцевом веществе породы, содержащем сингенетичное РОВ, содержания золота низкие и распределены равномерно. Незначительное их повышение отмечается в акцессорных апатитах, а максимальные концентрации приурочены к нефтеподобным битумам (сотни граммов на 1 т). Часть золота представлена высокопробным самородным металлом комковидной формы размером от 1 до 10 мкм, заключенным внутри гнездовидных выделений битума. Результаты сканирования по профилю битумного выделения показали зонально-концентрическое распределение золота: максимальные его концентрации приурочены к центральной части гнезда и достигают 244–629 г/т, к периферии они снижаются до уровня ниже чувствительности анализа, и здесь появляются значимые содержания серебра. Полученная картина распределения золота и серебра в низкотемпературных битумах, вероятно, обусловлена изменением состава битумного выделения.

Чрезвычайно интересны данные о концентрации золота микроорганизмами и о псевдоморфозах по ним золота в природных системах. Так, на самородном золоте из ручья Лиллиан Крик на Аляске найдены гирлянды полных псевдоморфоз вторичного золота по вегетативно размножающимся почвенным бактериям *Pedomicrobus manganicum* [15, 16]. Индивидуальные золотины представляют собой полые сфероиды размером ~1 мкм. На основании спектрального анализа в золоте установлены 0,41% Hg, 100 г/т Cu, 150 г/т As, 40 г/т Pb, 20 г/т Sb; проба золота ~996. Золотины из девяти ручьев на территории Аляски были исследованы в растровом электронном микроскопе после предварительной обработки, включавшей промывание в HF для удаления кварца, сплавление с КОН и промывание в 16N HNO₃ при T 230°C в течение пяти часов. После обработки золото превращается в сетчатый агрегат, состоящий из сферических частиц диаметром ~1 мкм и соединяющих их нитей. Полученный результат интерпретируется как доказательство того, что исследованное россыпное золото на 80–100% состоит из «биогенного» золота, накопленного *Pedomicrobus manganicum*.

Р.А.Амосов и С.Л.Васин [1] провели массовое электронно-микроскопическое изучение образцов самородного золота из руд и россыпей и установили многочисленные золотые микрофоссилии, представляющие собой полные псевдоморфозы самородного золота по цианобактериям, диатомовым водорослям и некоторым другим микроорганизмам. В наилучших, слабо деформированных в россыпях образцах от периферии к центру чередуются: прерывистая зона массивного сложения; зона тонковолокнистого строения, в которой золотые трихомы вытянуты в радиальном направлении; ядро с золотыми индивидами в форме кокков и вибрионов. Проба золота в микрофоссилиях колеблется от 650 до 750; содержание ртути изменяется от 7 до 17%, увеличиваясь в местах взаимного соприкосновения нитей.

Н.Г.Куимова [6] обобщила результаты многолетних экспериментальных исследований по аккумуляции и кристаллизации золота бактериями и микроскопическими грибами. Ею установлено, что наиболее активными биосорбентами являются грамположительные бактерии рода *Bacillus*, а среди грибов — представители рода *Penicillium*. В результате биосорбции происходят восстановление ионной формы золота и последующая его иммобилизация на биомассе. В процессе кристаллизации образуются пластинчатые кристаллы золота и коллоидные пленки. Кристаллизация коллоидного золота протекает полистадийно:

1. Биосорбция — быстрый процесс связывания металла клеточной стенкой. На этой стадии образу-

ются координационные связи частиц коллоидного золота с функциональными группами структурных компонентов клеточной стенки.

2. Медленный процесс конденсации металла на центрах кристаллизации с образованием ажурных, сетчатых структур золота на поверхности мицелля.

3. Трансформация полученных золотоорганических структур и дальнейшая кристаллизация, в результате чего золото постепенно освобождается от биофильных элементов, образуя рыхлые губчатые биогенные агрегаты.

Пропуск биогенного золота при минералогических исследованиях связан с тем, что не было его систематического изучения, а также с высокой диффузионной подвижностью золота в твердом состоянии. Биогенные формы золота легко трансформируются в обычные кристаллические при последующем метаморфизме.

Как полагают авторы, золотая литификация микроорганизмов, возможно, является защитой от ионизирующих излучений, поскольку золото характеризуется большим радиусом захвата нейтронов. Кроме того, золото — весьма эффективный поглотитель ртути, одного из наиболее токсичных элементов. В связи с этим обращает на себя внимание постоянное присутствие ртути в биогенном золоте.

Наконец, заслуживают внимания практические предложения о возможности бактериальных поисков месторождений золота. Так, в четвертичных почвах микроорганизм *Bacillus cereus* является индикатором нижележащей Au-минерализации [17]. Приведены результаты эксперимента по выявлению характера взаимодействия иона золота и *Bacillus cereus* на образцах почв золотодобывающих районов. Установлено, что ион золота в растворе с высокой концентрацией способен препятствовать росту микроорганизма и способствует увеличению числа его спор. В результате в почвах районов развития Au-минерализации увеличивается содержание спор *Bacillus cereus*, что можно использовать в поисковых целях.

Широко проявленный эффект биологического концентрирования золота возвращает нас к гипотезе С.Г.Неручева [8] о полициклическом концентрировании биогенного вещества в истории Земли. Выделенные этим автором циклы и отвечающие им толщи углеродсодержащих пород должны учитываться при среднemasштабных прогнозных исследованиях.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Амосов Р.А., Васин С.Л. Золотые микрофоссилии // Руды и металлы. 1993. № 3–6. С. 101–107.
2. Баранова Н.Н., Варшал Г.М., Велюханова Т.К. Комплексообразующие свойства природных органических веществ и их роль в генезисе золоторудных месторождений // Геохимия. 1991. С. 1799–1804.
3. Брадинская Е.М. Органогенные структуры золотосодержащих руд некоторых месторождений Центрального Алдана // Докл. АН СССР. 1982. 267. № 3. С. 690–693.
4. Ганжа Г.Б., Зверева Е.А. О новом типе золото-углеродистой минерализации в Центрально-Колымском рудном районе // Отечественная геология. 1994. № 1. С. 71–76.
5. Кривцов А.И. Геолого-генетические проблемы рудных месторождений // Советская геология. 1990. № 6. С. 34–47.
6. Кушмова Н.Г. Аккумуляция и кристаллизация золота микроорганизмами, выделенными из рудных и россыпных месторождений. — Владивосток: Дальнаука, 2004.
7. Моисеенко В.Г., Маракушев С.А. Бактериальное концентрирование, укрупнение и «облагораживание» золота в зоне окисления золоторудных месторождений и россыпях. — Благовещенск, 1987.
8. Неручев С.Г. Уран и жизнь в истории Земли. — Л.: Недра, 1982.
9. Пащикова Е.А., Данилова Е.А., Василевская Н.А. Роль гуминовых кислот в формировании сингенетичной золотоносности морских осадочных углеродистых толщ // Геохимия. 1989. № 6. С. 798–805.
10. Фишер Е.И., Фишер В.Л. Роль гуминовых кислот в процессах сорбции золота морскими осадками // Литология и полезные ископаемые. 1984. № 5. С. 77–82.
11. Hulen J.B., Collister J.W. The oil-Bearing Carlin-Type Gold Deposits of Yankee Basin, Alligator Ridge District, Nevada // Econ. Geol. 1999. Vol. 94. P. 1029–1050.
12. Hutchinson R.-W., Viljoen R.P. Re-evaluation of gold source in Witwatersrand ores // S.Afr. Geol. 1988. 91(2). P. 157–173.
13. Kasting James F. Theoretical constraints on oxygen and carbon dioxide concentrations in the precambrian atmosphere // Precambrian Research. 1987. 34. P. 205–229.
14. Liu Jin-Zhang, Fu Jia-Mo, Lu Jia Lan. Experimental Research on the Role of organic matter in Formation of Sedimentary-reworked Gold Deposits // Science in China. 1994. Vol. 37. № 7. P. 859–869.
15. Robert A. Zierenberg, Peter Schiffman. Microbial control of gold mineralization at a sea floor hydrothermal site on the northern Gorda Ridge // Nature. 1990. 348. № 6297. P. 155–157.
16. Wang Ende, Guan Guangue. Organic Geochemistry of Gold Deposits — the role of Humic Acid in the Transport and precipitation of gold and silver // Diqui Huaxue = Geochimica. 1993. № 1. P. 55–60.
17. Wang Hong-mei, Yang Feng-qing. Взаимодействие между ионом золота и микроорганизмами четвертичной почвы: биопоисковые признаки (Faculty of Earth Science, China University of Geosciences; Wuhan, 430074, China) // Haiyang disigi ya disiji diqi = Mar. geol. and Quaternary Geol. 2002. 22. № 46. P. 107–110.
18. Zhang Jingrond, Zhu Fahua. Simulating Experiments of the process of accumulation of gold by blue algac // Diqui Huaxue=Geochimica. 1993. № 1. P. 61–67.

ПОЗДРАВЛЯЕМ С ЮБИЛЕЕМ



2 ноября 2005 г. исполнилось 80 лет **Надежде Ивановне Андрусенко** — известному специалисту по термобарогеохимическому изучению минералов.

После окончания в 1949 г. Московского геологоразведочного института Н.И.Андрусенко работала в отрасли пьезооптического сырья, на месторождениях горного хрусталя в Приполярном Урале и исландского шпата в Эвенкии, где с ее участием было открыто месторождение Западный Гочак. В 1953–1954 гг., работая в тресте «Пьезокварц», освоила тонкие методы диагностики дефектов и оценки минерального кристаллосырья. Впоследствии именно она обнаружила трудно распознаваемый дефект в кристаллах оптического кальцита, предложенного нашей стране Китаем в уплату за долги. Почти вся партия этого дорогостоящего сырья была забракована.

С 1954 по 1968 гг. работала в лаборатории гидротермального синтеза по искусственному выращиванию монокристаллов кальцита ВНИИСИМС, защитила кандидатскую диссертацию, опубликовала монографию «Минералогия и генезис исландского шпата Сибирской платформы», а также около 20 статей по термобарогеохимии включений в кальцитах и ассоциирующих с ними минералах.

С 1969 по 1983 гг. Н.И.Андрусенко — старший научный сотрудник отделов минералогии и коренных месторождений золота ЦНИГРИ. В сотрудничестве с квалифицированными учеными она развивала новое для института направление — термобарогеохимическое изучение золоторудных месторождений. При ее участии были усовершенствованы методика и техника термометрических исследований. Результаты научных работ отражены в отчетах, многочисленных публикациях и докладах на специализированных совещаниях.

После выхода на пенсию Н.И.Андрусенко продолжила исследование включений. В Институте литосферы РАН она изучала магматические включения в порфириновых вкрапленниках кварцев из вулканитов Карамазара, в ИГЕМ РАН — включения в минералах флогопитовых месторождений. В настоящее время ею представлен доклад «О кальците из хрусталеносных жил Приполярного Урала» на совещание во ВНИИСИМС.

Поздравляем Надежду Ивановну с юбилеем, желаем здоровья, благополучия и неиссякаемого интереса к научному поиску.

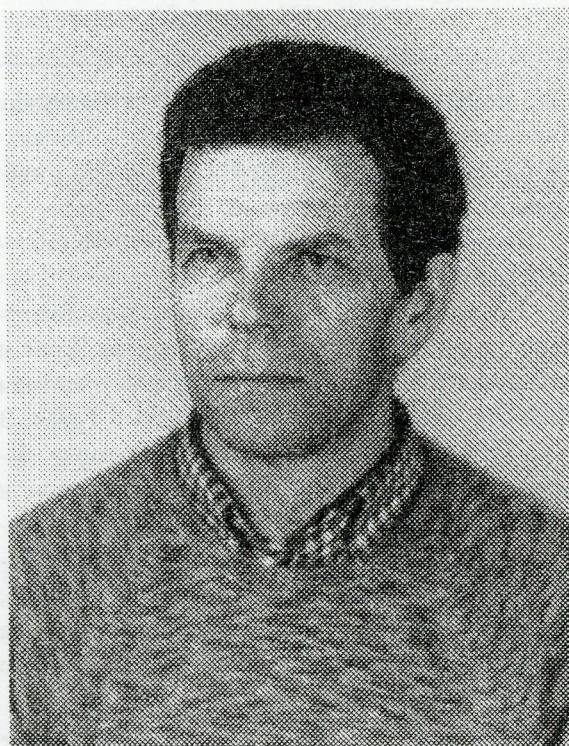


Ученый совет ЦНИГРИ
Дирекция ЦНИГРИ
Редколлегия журнала

30 ноября 2005 г. исполнилось 75 лет старшему научному сотруднику отдела геологии, методов поисков и экономики месторождений благородных металлов, доктору геолого-минералогических наук **Александру Александровичу Константиновскому**.

А.А.Константиновский начал свою трудовую деятельность в 1956 г. в Средней Азии. С 1958 по 1972 гг. работал в экспедициях Всесоюзного аэро-геологического треста. Участвовал в среднемасштабной геологической съемке в Южном Верхоянье, Приколымье, на хребтах Джугджур и Черского; является соавтором трех изданных листов масштаба 1:200 000. Внес существенный вклад в разработку стратиграфии и тектоники этих труднодоступных районов. В 1969 г. защитил кандидатскую диссертацию по тектонике Южного Верхоянья.

В ЦНИГРИ работает с 1972 г. На территории Беломорья А.А.Константиновский установил связь проявлений щелочно-ультраосновного магматизма с погребенным Онежско-Кандалакшским авлакогеном-палеорифтом и на этой основе положительно оценил перспективы обнаружения алмазоносных кимберлитов, что было позднее подтверждено открытием трубок Зимнебережного района. Им оценены перспективы алмазоносности и золотонос-



ности докембрийских и фанерозойских конгломератосодержащих формаций на территории бывшего СССР и выделены перспективные районы в Сибири, на Урале и Тимане. В последующие годы в конгломератах алмазоносных полей Якутии, Среднего Тимана были открыты высокосортные алмазы, золото и редкие металлы. В 1991 г. А.А.Константиновский защитил докторскую диссертацию по геолого-генетическим основам прогноза и поисков месторождений алмазов и золота в древних конгломератах на территории бывшего СССР. Им лично и в соавторстве опубликовано более 70 научных работ. В 2000 г. издана монография «Палеороссыпи в эволюции осадочной оболочки континентов».

А.А.Константиновский активно пропагандирует достижения отечественной геологии, романтику геологических поисков и съемки в научно-популярных изданиях. За плодотворную работу он награжден медалями «Ветеран труда», «Горно-геологическая служба России», «В память 850-летия Москвы», знаками «Отличник разведки недр», «300 лет горно-геологической службе России», отраслевыми грамотами, имеет благодарности.

Поздравляем Александра Александровича с юбилеем, желаем крепкого здоровья, неиссякаемой энергии в творческой деятельности.

Ученый совет ЦНИГРИ
Дирекция ЦНИГРИ
Редколлегия журнала

6 декабря 2005 г. исполнилось 70 лет старшему научному сотруднику отдела конъюнктуры минерального сырья **Ларисе Филипповне Мызенковой**.

Л.Ф.Мызенкова — специалист высокой квалификации в области исследования мировой конъюнктуры минерального сырья, мониторинга и системного анализа минерально-сырьевой базы, хороший организатор научно-исследовательских работ. Стаж ее научной и производственной деятельности более 47 лет.

Многолетний опыт работы в смежных областях, широкий кругозор и высокий профессионализм позволили Л.Ф.Мызенковой выполнять исследования по оценке возможностей освоения ресурсов Мирового океана, анализировать и обобщать зарубежные технические достижения как в масштабе государств, так и различных горнорудных компаний для выбора перспективных направлений аналогичных отечественных разработок. В период реформирования отечественного недропользования большое значение для выработки минерально-сырьевой стратегии имели ее аналитические обзоры с оценкой мировой минерально-сырьевой базы драгоценных и цветных металлов.

Л.Ф.Мызенковой лично и в соавторстве подготовлено более 70 научных работ, в том числе несколько монографий. Она имеет четыре авторских свидетельства. Наряду с научной деятельностью, ведет педагогическую и общественную работу. Неоднократно ее научная деятельность поощрялась отраслевыми грамотами и знаками «Отличник разведки недр», «300 лет горно-геологической службе России».

Поздравляем Ларису Филипповну с юбилеем, желаем здоровья, благополучия и дальнейших творческих успехов.



Ученый совет ЦНИГРИ
Дирекция ЦНИГРИ
Редколлегия журнала

Поздравляем с юбилеем старшего научного сотрудника отдела металлогении и прогноза месторождений цветных и благородных металлов **Елену Анатольевну Ельянову** и старшего научного сотрудника отдела воспроизводства фонда недропользования РФ **Наталью Павловну Остроумову**. Желаем здоровья, благополучия и творческих успехов.

Ученый совет ЦНИГРИ
Дирекция ЦНИГРИ
Редколлегия журнала

7 декабря 2005 г. исполнилось 70 лет **Александру Николаевичу Барышеву** — академику РАЕН, доктору геолого-минералогических наук, старшему научному сотруднику отдела металлогении и прогноза месторождений цветных и благородных металлов.

А.Н.Барышев работает в ЦНИГРИ с 1959 г. Его научные разработки по формационному анализу, структурной геологии, палеовулканическим реконструкциям генезиса оруденения, закономерностям размещения рудных полей и месторождений опираются на большой опыт полевых исследований колчеданно-полиметаллических месторождений России и зарубежных стран.

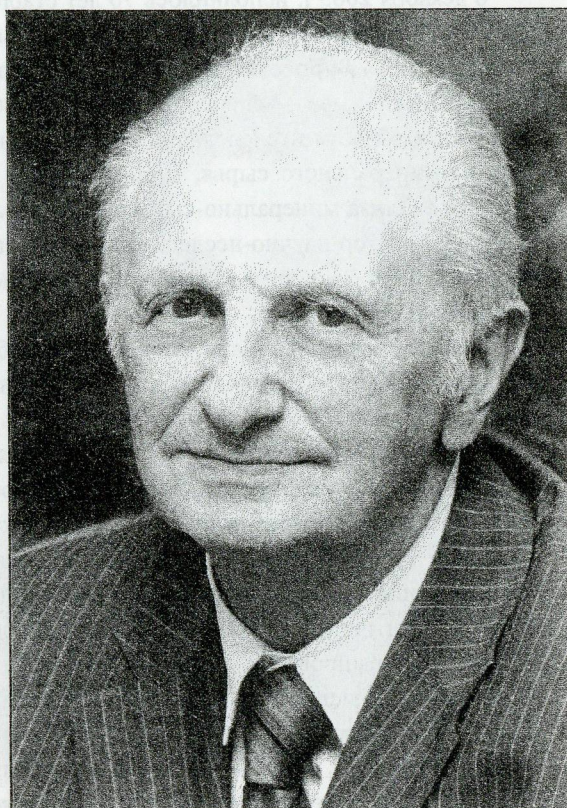
А.Н.Барышев внес существенный вклад в проблему генезиса рудноалтайских колчеданно-полиметаллических месторождений, обосновав их принадлежность к вулканогенным рудообразующим комплексам. Используя совокупность тектонического, структурного, палеовулканического, металлогенического и тектонофизического анализов, расшифровал природу магматогенно-рудных узлов, выявил закономерности их развития, показал связь системы металлогенических подразделений с глубинными поднятиями разных слоев Земли. Им теоретически обоснована и на реальных примерах продемонстрирована периодичность повторения в пространстве геодинамических и металлогенических систем.

На основе тектонофизического анализа во фрактальной структуре геодинамических и металлогенических систем спрогнозировано положение крупных и очень крупных месторождений.

В 2005 г. в рамках государственного контракта на создание и поставку научно-технической продукции для федеральных нужд А.Н.Барышевым создана серия методических рекомендаций по изучению минерогенических ресурсов перспективных геодинамических и металлогенических объектов, направленных на повышение уровня надежности, возможности исключения из планов ГРП бесперспективных площадей и сокращение затрат при проведении поисковых работ за счет средств федерального бюджета.

А.Н.Барышев — член редколлегии журнала «Отечественная геология», автор более 120 научных работ, в том числе двух монографий. За трудовые успехи он награжден медалями «Ветеран труда», «В память 850-летия Москвы», знаком «300 лет горно-геологической службе России».

Поздравляем Александра Николаевича с юбилеем, желаем здоровья, благополучия и дальнейших творческих успехов.



Ученый совет ЦНИГРИ
Дирекция ЦНИГРИ
Редколлегия журнала

ИЗ РЕДАКЦИОННОЙ ПОЧТЫ

ИСТОРИЯ ОДНОГО ПИСЬМА

В мае 2005 г. в ЦНИГРИ пришло письмо от Елены Михайловны Бойченко. Она разыскивала место захоронения своего отца Кириенко Михаила Ерофеевича, который работал в Ленской экспедиции НИГРИ-золото и погиб во время проведения полевых работ в сентябре 1952 года. Архивариус ЦНИГРИ подняла сохранившиеся документы и фотографии М.Е.Кириенко, что помогло дочери найти могилу отца и даже побывать на месте его гибели.

Вот что стало известно из письма Е.В.Бойченко, а также из письма Олесова — начальника Ленского РОМ МГБ ЯАССР — от 02.03.53.

М.Е.Кириенко родился 22 сентября 1916 г. Работал минералогом в Туруханской экспедиции, в мае 1949 г. был переведен в НИГРИ-Золото и с января 1952 г. назначен заместителем начальника Ленской экспедиции, которой руководил Д.С.Шмидт. Экспедиция проводила геологические изыскания на золото. База экспедиции находилась в селе Витим на р. Лена, а полевая партия — в деревне Мача, примерно в 400 км от села вниз по Лене. Сообщение между базой экспедиции и полевой партией осуществлялось по реке с помощью моторной лодки.

Вечером 27 сентября Д.С.Шмидт и М.Е.Кириенко приплыли в село Мухтуя, расположенное в 230 км от села Витим. Остановились в гостинице аэропорта и там заночевали. Утром 28 сентября сели в лодку и двинулись вниз по Лене. Дул сильный северо-восточный ветер, направленный против течения реки и поднимавший большие волны. До деревни Мурья (22 км) шли больше часа. Борты лодки были низкие, вся одежда на людях промокла. Поэтому, встретив возле деревни знакомого М.Е.Кириенко — обстановочного старшину Рукавишникова, они решили сделать остановку. На квартире Рукавишникова обсушились, поели. Чтобы защитить лодку от сильной волны, наняли рабочего, который обнес ее носовую часть досками.



Столетние дома в поселке Витим



Река Лена около г. Ленска

Ветер крепчал. Жители деревни предостерегали геологов — в такую погоду плыть по реке опасно, но те торопились и в этот же день продолжили путь, надеясь на то, что ветер скоро стихнет. Больше живыми их никто не видел.

29 сентября возле деревни Батамай, в 18 км от деревни Мурья, из которой накануне отплыли геологи, колхозники нашли в воде утопленника. В карманах были личные и служебные документы на имя М.Е.Кириенко. Работники милиции отправили тело и все найденные вещи пароходом на базу экспедиции в село Витим. Спустя сутки, 30 сентября, около деревни Салдыкель (34 км от деревни Мурья) обнаружили лодку, а на противоположном берегу реки — собаку, которая была в лодке при отплытии из Мурья. Находки на разных берегах позволили предположить, что лодка шла по середине реки, ширина которой в этих местах до полутора километров.

Позднее, в октябре 1952 г., производилось дополнительное дознание об обстоятельствах гибели Д.С.Шмидта и М.Е.Кириенко. Найденные документы и личные вещи были переданы в Ленскую экспедицию, а затем отправлены семьям погибших. В селе Витим было оформлено и свидетельство о смерти М.Е.Кириенко, также впоследствии переданное его жене.

И вот через много лет после случившегося дочь М.Е.Кириенко — Е.М.Бойченко — решила побывать на месте гибели отца, посетить могилу, поговорить с людьми, которые его видели в тот роковой день 1952 года. Из ЦНИГРИ (ранее НИГРИзолото) она получила нужные документы, адреса, фотографии. Прилетела в г. Ленск, добралась до села Витим. С помощью местной администрации прикрепила на безымянный могильный камень доску с фотографией и именем отца. Узнала она, что деревню Мурья перенесли на новое место, на старом — осталось всего несколько семей. Капитан милиции Олесов, сообщивший жене обстоятельства гибели ее мужа, в настоящее время — полковник в отставке и живет в Якутске. У Рукавишниковых в Ленске живет внук. Его деда, который был знаком с М.Е.Кириенко и видел геологов накануне их гибели, уже нет в живых.

После своей поездки на Лену Е.М.Бойченко прислала в ЦНИГРИ письмо и фотографии, на которых запечатлены все та же суровая красавица Лена, деревянные дома в селе Витим, «живущие» уже вторую сотню лет, памятник на могиле ее отца с фотографией, сохраненной в архиве нашего института.

Теплые чувства вызывает эта история. Русские люди всегда чтят своих родителей, поэтому желание дочери найти могилу отца, неравнодушные тех, с кем ей довелось встретиться во время поиска, нашли отклик в наших сердцах, и мы решили опубликовать эту историю для наших читателей.

ПАМЯТИ СОТРУДНИКОВ ЦНИГРИ

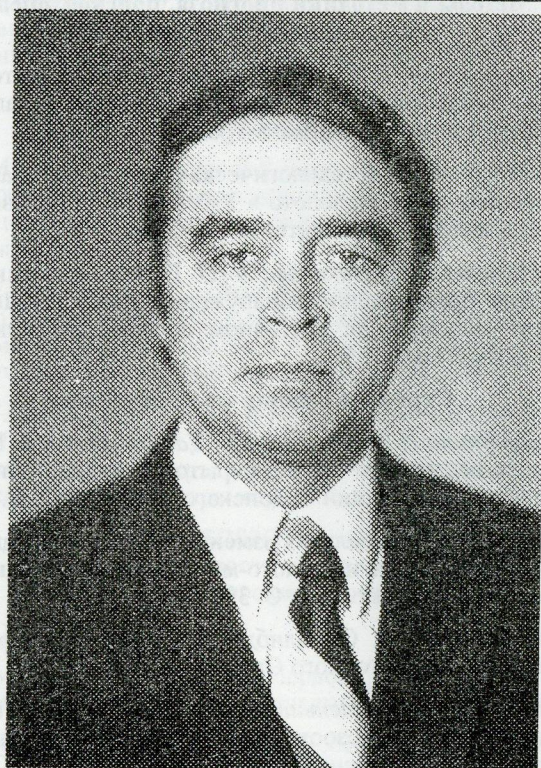
Минаков Виктор Михайлович
(13.10.1936 – 12.08.2005)

Заведующий сектором научно-методического обеспечения системы лицензирования, кандидат технических наук, Почетный разведчик недр. Работал в ЦНИГРИ с 1962 г., с 1973 г. заведовал лабораторией технологии бурения большого диаметра, с 1989 г. — отделом горно-буровых технологий и технических средств геологоразведочных работ, в 1989–1993 гг. был заместителем директора по научной работе и руководил техническим направлением деятельности института. Автор более 100 научных трудов и нескольких авторских свидетельств на изобретения. Награжден орденом «Знак Почета», знаками «Отличник разведки недр», «Почетный разведчик недр», отраслевыми наградами и медалями ВДНХ, премией Совета Министров СССР.



Ажгирей Дмитрий Глебович
(03.01.1934 – 02.09.2005)

Старший научный сотрудник отдела металлогении и прогноза месторождений цветных и благородных металлов, кандидат геолого-минералогических наук. Работал в ЦНИГРИ с 1972 г., с 1983 г. руководил лабораторией исследований структур рудных полей и месторождений, с 1986 г. — отделом разработки автоматизированных систем поисков и разведки месторождений, с 1996 г. переведен на должность ведущего научного сотрудника отдела рудоносности осадочных формаций. Прогнозные оценки, сделанные Д.Г.Ажгиреем на ряде рудных полей, подтверждены практикой и способствовали укреплению минерально-сырьевой базы действующих предприятий. Многие годы он — эксперт ГКЗ СССР. Его исследования отражены в многочисленных отчетах, монографиях, методических руководствах, статьях. Награжден медалью «Ветеран труда», знаком «Отличник разведки недр».



СПИСОК СТАТЕЙ, ОПУБЛИКОВАННЫХ В ЖУРНАЛЕ «РУДЫ И МЕТАЛЛЫ» В 2005 ГОДУ

Номер (1/2005), посвященный 70-летию ЦНИГРИ

Трутнев Ю.П. О долгосрочной государственной программе изучения недр и воспроизводства минерально-сырьевой базы России на основе баланса потребления и воспроизводства минерального сырья (2005–2010 гг. и до 2020 г.). С. 5.

К семидесятилетию ЦНИГРИ. С. 13.

Проекты «Стратегических программ геологического изучения, воспроизводства и использования минерально-сырьевой базы твердых полезных ископаемых Российской Федерации на период до 2010 г.». С. 17.

Кривцов А.И. Моделирование рудных месторождений — прикладное значение и геолого-генетические следствия. Обзор изданий ЦНИГРИ. С. 20.

Кривцов А.И., Беневольский Б.И., Мигачев И.Ф. Сбалансированное использование и воспроизводство минерально-сырьевой базы России в долгосрочной перспективе. С. 32.

Михайлов Б.К., Вартамян С.С., Волчков А.Г. Основные направления геологоразведочных работ по воспроизводству минерально-сырьевой базы золота на территории России за счет средств федерального бюджета на 2005 год. С. 39.

Константинов М.М., Ручкин Г.В. Новые и нетрадиционные типы золоторудных месторождений. С. 44.

Голубев Ю.К., Ваганов В.И., Прусакова Н.А. Принципы прогнозирования алмазоперспективных площадей на Восточно-Европейской платформе. С. 55.

Седельникова Г.В., Крылова Г.С., Ананьев П.П. Опыт применения магнитно-импульсной технологии для интенсификации процессов извлечения золота из руд и концентратов. С. 71.

Поздравляем В.А.Ярмолюка с 90-летием. С. 74.

Прикладная металлогения

Арифулов Ч.Х. «Черносланцевые» месторождения золота различных геологических обстановок. № 2. С. 9.

Ваганов В.И. Проблемы методологии прогнозирования сверхкрупных коренных месторождений алмазов. № 6. С. 5.

Гаврилов А.М., Новожилов Ю.И. Типы золото-сульфидных месторождений миогеосинклинальных областей. № 2. С. 20.

Готтих Р.П., Писоцкий Б.И. Распределение вещества на начальной стадии дифференциации восстановленных флюидов. № 3. С. 23.

Ельянова Е.А., Зорина Ю.Г., Углов Б.Д. Строение и развитие Восточно-Индийского хребта, Индийский океан. № 6. С. 13.

Кулешевич Л.В. Перспективы золотоносности Кумбуксинской зоны, Юго-Восточная Карелия. № 3. С. 5.

Рафаилович М.С., Старова М.М., Степанов Н.А., Максимов Н.С., Алексеев Ю.А. Ашиктасский тип вулканогенных золото-серебряных месторождений в Казахстане. № 3. С. 15.

Риндзюнская Н.М., Андреев А.В., Зубова Т.П., Гирфанов М.М., Щегольков Ю.В., Николаева Л.А. Литолого-минералогический состав коры выветривания золоторудного месторождения Новогоднее-Монто, Полярный Урал. № 6. С. 34.

Сизых Вит.И., Сизых Вал.И. Золотоносность вулканоплутонических орогенно-активизационных комплексов Забайкалья. № 2. С. 5.

Третьяков А.В. О россыпной золотоносности древних долин Западно-Калбинского района в Восточном Казахстане. № 3. С. 17.

Халезов А.Б. Ураноносность Верхнекамского осадочного бассейна. № 4. С. 5.

Методы и методики прогноза, поисков, оценки и разведки месторождений

Грановская Н.В. Геоморфологические факторы прогноза золотоносных кор выветривания на западном склоне Башкирского Урала. № 6. С. 45.

Исоков М.У. Методологическая база геологоразведочных работ на золото в Узбекистане и основные направления ее развития. № 4. С. 23.

Макаров В.А., Никонова Л.Ю. Геолого-геохимические предпосылки обнаружения промышленных руд марганца на восточном склоне Енисейского кряжа. № 6. С. 55.

Строение рудных месторождений

Варгунина Н.П., Орлов Б.Ю., Данильченко В.А. Модель надрудного ореола скрытой свинцово-цинковой минерализации Садонского района. № 2. С. 37.

Вихтер Б.Я. Зональная изменчивость золоторудной минерализации на золото-мышьяково-сульфидных месторождениях. № 3. С. 39.

Воробьева С.В. О молибденсодержащих сульфидных рудах Восточного Оренбуржья. № 4. С. 43.

Высоцкий И.В., Меньшиков В.Г., Ковалев С.Г. Платино-золото-железоокисная минерализация в терригенных отложениях Шатакского грабена, Южный Урал. № 2. С. 42.

Гусев А.И., Семенцов Б.Г. Новые данные по магматизму и орудуению Калгутинского месторождения, Горный Алтай. № 4. С. 27.

Двуреченская С.С., Кряжев С.Г. Минералого-геохимические особенности пород и руд месторождения Таборное, западная часть Алданского щита. № 2. С. 28.

Николаева Л.А., Яблокова С.В., Остроумова Н.П., Матвеева Е.В., Некрасова А.Н., Михайлова Л.В., Шатилова Л.В. Золоторудная минерализация и типоморфизм самородного золота Халмерьинского рудного поля, Приполярный Урал. № 4. С. 33.

Остапенко Л.А., Рыжов О.Б., Кряжев С.Г., Быстрова А.К. Пириты терригенных черносланцевых пород Дегдеканского золоторудного поля, Центрально-Колымский район. № 3. С. 45.

Остроумова Н.П., Матвеева Е.В., Кондратьев А.В., Шиятый И.Н. Золоторудное месторождение Сосновое Халмерьинского рудного поля, восточный склон Приполярного Урала. № 3. С. 33.

Степанов В.А. Благородные металлы в угольных месторождениях Сибири и Дальнего Востока. № 3. С. 67.

Федорова С.О. Хромитоносное дунитовое ядро Гальмознанского массива, Корякское нагорье. № 3. С. 57.

Комплексное использование минерального сырья

Константинов М.М. Биогенное концентрирование золота. № 6. С. 69.

Седелникова Г.В. Практика определения платиновых металлов в минеральном сырье в отечественных и зарубежных лабораториях. № 6. С. 61.

Аппаратурно-технические средства и технологии геологоразведочных работ

Ахмедов А.З., Царев В.В. Бесцианидная технология обогащения углеродсодержащих сульфидных свинцово-цинковых руд некоторых месторождений Казахстана. № 2. С. 49.

Литвиненко И.С., Цымбалюк Н.В. О достоверности оценки крупнообъемных кварцево-сульфидных месторождений золота в углеродисто-терригенных толщах на Северо-Востоке России. № 2. С. 57.

Чепуров А.И., Сонин В.М., Федоров И.И., Чепуров А.А., Жимулев Е.И. Генерация микровключений в синтетических кристаллах алмаза под воздействием высоких РТ-параметров. № 4. С. 49.

Номер (5/2005), посвященный

Первому Дальневосточному международному экономическому конгрессу

От редколлегии. С. 5.

Меморандум об итогах Первого Дальневосточного международного экономического конгресса. С. 6.

Некипелов А.Д. Дальний Восток и Забайкалье в стратегии социально-экономического развития России. С. 8.

Орлов В.П. Минерально-сырьевой комплекс в стратегии социально-экономического развития восточных и северных регионов России. С. 15.

Карпузов А.Ф. Региональные аспекты международного приграничного сотрудничества в сфере недропользования. С. 25.

Штыров В.А. Минерально-сырьевой потенциал недр Дальневосточного региона. С. 27.

Борисов Е.А. Минерально-сырьевая база Дальневосточного федерального округа. С. 30.

Бавлов В.Н. Проблемы и перспективы развития минерально-сырьевой базы Дальневосточного федерального округа. С. 35.

Титков П.Ф. Государственный контроль за использованием природных ресурсов в Дальневосточном федеральном округе. С. 38.

Мигачев И.Ф. Система программных мероприятий по развитию минерально-сырьевой базы Дальневосточного региона. С. 41.

Клещев К.А. О ресурсной базе углеводородного сырья России и перспективах ее развития. С. 43.

Шпикерман В.И. Региональное геолого-геофизическое изучение территории Дальнего Востока для решения задач воспроизводства полезных ископаемых. С. 44.

Опарин В.Н., Новопашии М.Д., Потапов В.П. О роли горных наук в решении проблем освоения недр Востока России. С. 48.

Неволин А.В. Перспективы развития горнодобывающей отрасли Магаданской области. С. 55.

Орлов А.А. Минерально-сырьевой потенциал Камчатской области. С. 57.

Змиевский Ю.П. Состояние, проблемы и основные пути реализации прогнозно-минерогенического потенциала Хабаровского края. С. 61.

Тимофеев Н.С. Концептуальный анализ действующего и проектируемого российского законодательства о недрах. С. 64.

Третьяков А.Н. Состояние и перспективы развития горнодобывающего комплекса Амурской области. С. 66.

Носков П.Л. Состояние, проблемы воспроизводства и добычи минерально-сырьевых ресурсов Республики Бурятия. С. 68.

Циканов М.М. Реализация Эльгинского проекта кооперации и интеграции с субъектами Дальневосточного федерального округа. С. 71.

Рекомендации «круглого стола» № 1 «Ресурсы недр в экономике Востока России». С. 74.

Дискуссии

Калинин А.И. Золото Центральной Колымы. № 4. С. 54.

Образцов А.И. О критериях и методах поиска золоторудных месторождений. № 4. С. 58.

Новости, информация

Звездов В.С. Геотермальные поля — проявления современных гидротермальных систем. № 2. С. 68.

Ляшенко Е.А., Лисицын Д.В. О ценности коллекционных камней в минерально-сырьевой базе России. № 2. С. 78.

К истории науки

Столяренко В.В. Из истории платины. № 3. С. 76.

Из редакционной почты

Главному редактору журнала «Руды и металлы». № 4. С. 63.

История одного письма. № 6. С.

Список статей, опубликованных в журнале «Руды и металлы» в 2005 году

ВЫШЛИ ИЗ ПЕЧАТИ

Б.Д.Углов, А.Н.Барышев, Ю.Г.Зорина, Е.А.Ельянова, Г.В.Дементьев, М.К.Кабан. Геоструктуры и минерагения Средиземноморья. – М.: ЦНИГРИ, 2005. 159 с., 6 табл., 34 ил., библи. 197 назв.

Монография содержит концентрированную информацию о геоморфологии, геофизических полях, глубинном строении, структуре осадочной толщи, нефтегазоносности, рудоносности, динамике и эволюции главных геотектонических единиц литосферы Средиземноморского региона (акватории Черного и Средиземного морей и окружающая суша). Информация базируется на выполненном в ЦНИГРИ обобщении и комплексной интерпретации с использованием современных компьютерных технологий результатов многолетних геолого-геофизических исследований региона, выполненных отечественными и зарубежными специалистами. Созданные цифровые карты рельефа земной поверхности, аномальных магнитного и гравитационного (в редукциях Буге и изостатической) полей, их специализированных трансформант, а также карты теплового потока, сейсмичности, рельефа поверхности главных разделов земной коры и мощности основных ее слоев составляют фактографическую основу для последующего анализа тектоники и динамики региона.

Тектоническое строение и история развития земной коры рассмотрены на основе анализа литолого-формационных и парагенетических комплексов геологических структур, а также сопоставления областей деструкции и аккреции земной коры. Охарактеризована эволюция металлогении в палеозойскую, мезозойскую и кайнозойскую эпохи в связи с эволюцией литолого-формационных комплексов и присущих им рудных формаций. Рассмотрены современные рудопроявления в пределах акваторий. Кратко описаны нефтегазоносные бассейны.

Обобщение данных по геологическому строению Средиземноморья, изменчивости литолого-формационных комплексов в пространстве и времени, особенностям глубинного строения и геофизическим полям позволило сформулировать следующие выводы:

геоморфологический критерий — один из важнейших при расшифровке молодой тектоники и геодинамики региона;

формирование глубоководных бассейнов Восточного Средиземноморья, лишенных гранитного слоя, имеющих мощный осадочный слой и низкий тепловой поток, обусловлено особенностями компенсационного течения глубинного вещества на протяжении всей фанерозойской истории их развития;

в формировании зон субдукции, магматических дуг (островных и окраинно-континентальных) с характерными вулканоплутоническими ассоциациями и соответствующими рудными месторождениями определяющую роль играют ячеистые глубинные (мантийно-коровые) поднятия;

закономерная смена рудно-формационных типов месторождений связана со сменой в пространстве и времени литолого-формационных комплексов, отражающих эволюцию земной коры в процессе ее деструкции и компенсирующей аккреции;

региональная позиция месторождений определяется двумя факторами — геодинамическими условиями образования рудоконтролирующих литолого-формационных комплексов и наложенной тектоникой;

рудообразование в кайнозойском тектономагматическом цикле в пределах Средиземноморья осуществляется за счет регенерации более древних месторождений.

Приведенные в монографии материалы могут использоваться как в теоретическом, так и в практическом аспектах. Теоретические аспекты затрагивают проблемы тектоники, по которым ведется оживленная дискуссия. Геотектоническая и геодинамическая интерпретации выполнены на анализе материалов, отражающих конкретные особенности геологического строения и геофизических полей региона. В практическом аспекте данные монографии могут использоваться в единой общегосударственной системе информации о Мировом океане для объективного и целенаправленного планирования морских геолого-геофизических исследований в Черном и Средиземном морях.

Монография представляет интерес для геологов и геофизиков, в круг исследований которых входят вопросы геологии Мирового океана, региональной тектоники, геодинамики, общей и региональной минерагении, а также для аспирантов и студентов высшей школы.

Контактный телефон: 315-43-47; 315-27-01.

ВНИМАНИЮ ЧИТАТЕЛЕЙ!

Журнал «Руды и металлы» основан в декабре 1992 г. для оперативно-го распространения информации и создания информационной базы по фундаментальным разработкам в области рудных месторождений, их геологического строения и минерально-сырьевых ресурсов, по методикам и прогрессивным технологиям, экономике всех видов геологоразведочных работ, по республиканской, межреспубликанской и мировой конъюнктуре рудного минерального сырья, научно-техническим достижениям, информатике и маркетингу.

Учредитель — Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов при участии Международной академии минеральных ресурсов, Фонда им. академика В.И.Смирнова. Журнал печатается в типографии ЦНИГРИ.

Подписка на **2006 г.** производится через Роспечать и редакцию журнала. Периодичность — **6 номеров в год.** Цена подписки на год **480 руб. без НДС.** Индекс по каталогу Роспечати **47 218.**

Адрес редакции: 117545, Москва, Варшавское шоссе, 129 корп. 1

Факс: (495) 313-18-18

E-mail: tsnigri@tsnigri.ru для журнала «Руды и металлы»

*Контактный телефон: 315-28-47, Назарова Наталия Исааковна
Вавилова Галина Васильевна*