

РУДЫ И МЕТАЛЛЫ

5/2011

НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

ОСНОВАН В 1992 ГОДУ

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор И.Ф.Мигачев

Зам. главного редактора Н.И.Назарова

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

УЧРЕДИТЕЛЬ

**ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ ИНСТИТУТ
ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ
РОСНЕДРА МИНИСТЕРСТВА ПРИРОДНЫХ
РЕСУРСОВ И ЭКОЛОГИИ
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ**

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

Москва ЦНИГРИ 2011

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

Сдано в набор 15.09.11 г.
Подписано в печать 21.09.11 г.
Тираж 400 экз.

Формат 30×42 1/2
Бумага листовая
Печать офсетная

Адрес редакции: 117545, Москва, Варшавское шоссе, 129, корп. 1, ЦНИГРИ
Телефон: 315-28-47
Факс: 315-43-47
E-mail: tsnigri@tsnigri.ru
Типография ЦНИГРИ: Варшавское шоссе, 129, корп. 1

© «Руды и металлы», 2011

Недропользование**Subsoil use***Халезов А.Б.*

Перспективы и проблемы промышленного освоения месторождений меди верхнепермской красноцветной формации Западного Предуралья (способами скважинного и кучного выщелачивания)

5

Khalezov A.B.

Copper deposits in Upper Permian sequences of the west Fore-Urals Basin: Future views and issues of metal extraction using heap and subterranean borehole-based leaching

Прикладная металлогения**Applied metallogeny***Грошев Н.Ю., Савченко Е.Э.*

Риф Невидимый — новый уровень малосульфидной платинометальной минерализации в массиве Федоровой тундры, Кольский полуостров

15

Groshev N.Yu., Savchenko E.E.

Nevidimyi (Invisible) Reef, Ferorovy Tundry, Kola Peninsula, as a new level of the low-sulfide PGM mineralization

Коробков И.Г., Шахурдина Н.К.

Структуры осадочного чехла кимберлитовых полей Западной Якутии как основа локального прогноза новых коренных источников алмазов

27

Korobkov I.G., Shakhurdina N.K.

Structural features of sedimentary cover of the West Yakutian kimberlite fields as a basis for local prognosis of new bedrock diamondiferous bodies

Савельев Д.Е., Федосеев В.Б.

Сегрегационный механизм формирования тел хромититов в ультрабазитах складчатых поясов

35

Savel'ev D.D., Fedoseev V.B.

Segregation-controlled formation of chromitite bodies in the foldbelt ultrabasites

Методы и методики прогноза, поисков, оценки и разведки месторождений**Exploration: Techniques and methods***Татаринов А.В., Яловик Г.А., Яловик Л.И.*

Нетрадиционные методы локального прогнозирования, оценки продуктивности золотого оруденения в углеродистых комплексах Кулар-Нерского сланцевого пояса

43

Tatarinov A.V., Yalovik G.A., and Yalovik L.I.

Non-traditional methods of local prediction and evaluation of gold mineralization localized in carboniferous sequences of the Kular-Nera schist belt

Алексеев Я.В.

Оценка сбалансированности основных показателей минерально-сырьевого обеспечения для обоснования воспроизводства сырьевой базы полезных ископаемых

52

Alekseev Ya.V.

Estimation of balance in the key indicators of the mineral supply and substantiation of the mineral base replenishment

Строение рудных месторождений**Anatomy of ore deposits***Рундквист Т.В., Припачкин П.В., Гребнев Р.А., Севостьянов А.Ю., Мирошникова Я.А.*

Геологическое строение и особенности локали-

Rundqvist T.V., Pripachkin P.V., Grebnev R.A., Sevost'yanov A.Yu., and Miroshnikova Ya.A.

Geology and localization features of PGM mine-

зации платинометального оруденения в восточной части Южносоччинского мафит-ультрамафитового массива, Кольский полуостров

57

Знаменский С.Е.

Деформационные структуры Балта-Тауского и Бакр-Узякского колчеданных месторождений Магнитогорской мегазоны, Южный Урал

69

Арифюлов Ч.Х., Арсентьева И.В., Щегольков Ю.В.

О длиннопризматическом пирите в золотоносных черносланцевых отложениях Кировско-Кваркенского рудного района, Восточное Оренбуржье

78

Поздравляем с юбилеем

Зорину Ю.Г., Шведову Т.В., Конкина В.Д., Морозова И.В., Филиппова В.П.

85

Памяти

И.С.Чанышева

88

ralization in the eastern part of Yuzhnosopchinsk mafic-ultramafic pluton, Kola Peninsula

Znamensky S.E.

Deformation structures of Balta-Tau and Bakr-Uzyak massive sulfide deposits, Magnitogorsk Megazone, South Urals

Arifulov Ch.Kh., Arsent'eva I.V., and Shchegol'kov Yu.V.

On long-prismatic pyrite from auriferous black shale sequence, Kirovsk-Kvarkensk trend, East Orenburg area

Our congratulations

Zorina Yu.G., Shvedova T.V., Konkin V.D., Morozov I.V., and Filippov V.P.

In memoriam

I.S.Chanyshev



ПЕРСПЕКТИВЫ И ПРОБЛЕМЫ ПРОМЫШЛЕННОГО ОСВОЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МЕДИ ВЕРХНЕПЕРМСКОЙ КРАСНОЦВЕТНОЙ ФОРМАЦИИ ЗАПАДНОГО ПРЕДУРАЛЬЯ (СПОСОБАМИ ПОДЗЕМНОГО И КУЧНОГО ВЫЩЕЛАЧИВАНИЯ)

А.Б.Халезов (ВИМС Роснедра Минприроды России)

На основе проявленности факторов, определяющих возможность использования подземного скважинного (ПВ) и кучного выщелачивания (КВ) медистых песчаников, выделены площади, в пределах которых возможно использование кислотного варианта ПВ, составляющие 35% от площади всей провинции. Остальная территория рассматривается как площадь с не определенными перспективами. Кучное выщелачивание возможно на всех рудных объектах, залегающих вблизи поверхности, и из отвалов старых горных выработок при наличии необходимых запасов. Даны рекомендации по дальнейшему проведению изыскательских работ, изучению попутного извлечения рения и благородных металлов.

Ключевые слова: Предуралье, пермская красноватая формация, медистые песчаники, подземное, кучное выщелачивание, геотехнологические факторы, рений, благородные металлы.

Халезов Андрей Борисович, nbella@bk.ru

PERSPECTIVES AND PROBLEMS OF THE INDUSTRIAL EXPLOITATION OF COPPER DEPOSITS OF THE UPPER PERMIAN RED-COLOURED FORMATION OF THE WEST PREDURALYE (BY METHODS OF THE BORE HOLE AND GLOMEROPASMATIC LEACHING)

A.B.Khalezov

The areas were singled out within which it is possible to use the acidic variant of the underground leaching (UL) forming 35% from the area of the whole province on the basis of factors determining the possibility of using the underground bore hole and glomeroplasmatic leaching of the cupreous sandstones of Preduralye. The rest of the territory is considered to be without the undetermined perspectives. The glomeroplasmatic leaching is possible on all ore objects occurring near by the surface and from the piles of the old mine openings if there are necessary rearsaves. Recommendations are given for the further carrying out the prospecting works and studying the extraction of rhenium and precious metals at the same time.

Key words: Preduralye, Permian red-coloured formation, cupreous sandstones, glomeroplasmatic leaching, geotechnological factors, rhenium, precious metals.

В настоящее время в мировой практике добычи меди в связи с истощением запасов богатых руд наблюдается переход к переработке руд с более низкими содержаниями Cu с использованием прогрессивных методов подземного и кучного выщелачивания. Обсуждение данной проблемы применительно к Западному Предуралью объясняется двумя причинами. Во-первых, наличием в верхнепермской красноватой формации многочисленных, как правило, небольших месторождений типа медистых песчаников, залегающих вблизи поверхности и на сравнительно небольших глубинах, но нерентабельных для отработки горным способом. Во-вторых, высокоразвитой инфраструктурой района.

Интенсивная разработка указанных месторождений велась в XVIII–XIX вв. и прекратилась в начале XX в. в связи с отработкой близповерхностных рудных залежей и вовлечением в эксплуата-

цию медноколчеданных и скарновых месторождений на Урале.

Закономерностям распространения и условиям образования медных месторождений в Предуралье посвящено много работ, как опубликованных в открытой печати в виде статей [1, 4, 7, 8, 10 и др.], реже монографий [3, 5, 6 и др.], так и в виде многочисленных обобщающих материалов, хранящихся в Центральных геологических фондах РФ и фондах территориальных геологических организаций (С.Н.Бобров, С.Н.Гришина, 1975; Л.А.Болотов, А.Е.Луговая и др., 1985; А.В.Дюков и др., 1989; В.И.Игнатьев и др., 1969; Е.И.Козлов и др., 1964; В.В.Пукас, А.И.Журавлева и др., 1969; В.И.Малюга, 1960; Ю.А.Нечаев и др., 1961, 1966; М.И.Проскуряков и др., 1966, 1968, 1971; Н.Д.Сухарев, 1961; В.А.Филиппов, 1966, 1968; Е.И.Уланов, 1975; А.Б.Халезов, 1968, 1983, 1994).

Выщелачиванию меди из руд Предуралья также посвящен ряд важных работ (С.М.Купфер, 1968; В.П.Непочатых, 1963; М.А.Пальчук и др., 1963, 1965; Э.Н.Ярочкина, 1970 и др.). В них в основном рассматривались вопросы кучного выщелачивания меди из отвалов старых выработок и приповерхностных не полностью отработанных рудных залежей. Однако в связи с небольшими запасами меди в них вопрос о возможном промышленном значении меденосной провинции этими работами не решался. В 1991–1994 гг. ВИМС (Б.Г.Самсонов, О.В.Кутуева и др., 1991; А.Б.Халезов, А.В.Гаврюшов, Н.С.Богданова, 1994) и Уральский филиал «Зеленогорскгеология» ФГУП «Урангео» (С.И.Долбилин, С.Н.Марков, А.В.Ладейщиков, Г.Ю.Попонина, 1991) провели работы, нацеленные на решение главной задачи — возможности извлечения меди из недр современным экономичным способом подземного скважинного выщелачивания.

В Предуралье месторождения меди типа медистых песчаников и сланцев известны по всему разрезу верхнепермских отложений на глубинах от 0 до 500 м. Выделяются три основных типа руд, приуроченных к отложениям различных палеогеографических обстановок (рис. 1, 2) и отличающихся фильтрационными свойствами [1, 5–8, 10].

К первому по значимости типу относятся проявления меди в базальном горизонте морских сероцветных отложений казанского яруса, залегающих на размытой поверхности озерно-аллювиальных первично-красноцветных отложений уфимского яруса. В базальном горизонте оруденение большей частью сосредоточено в сероцветных песчаниках с карбонатно-глинистым цементом и аргиллитах. Содержания Си от сотых долей до 1–1,5% на мощность 0,1–1,2 м. Проявления меди в базальном горизонте образуют рудоносную полосу шириной 50–60 км, протяженностью 600 км. Рудные залежи площадью в десятки квадратных километров имеют пластообразную форму.

Вторая группа проявлений меди связана с зоной переходных фациальных обстановок от континента к морю, выраженной в разрезе переслаиванием сероцветных и красноцветных пород. Проявления данной группы характерны для казанского яруса, в частности для нижнеказанских сероцветных отложений, залегающих под красноцветами верхнеказанского подъяруса. В плане рудные залежи образуют полосу шириной 30–60 км, протяженностью 600 км. Мощность рудных тел достигает первых метров. Содержания Си изменяются от сотых долей до 1–1,5%. Оруденение сосредоточено в сероцветных песчаниках, алевролитах и аргиллитах, нередко с кальцитом. Рудные залежи лентооб-

разной формы отличаются от таковых базального горизонта меньшими размерами и запасами.

Третья группа проявлений меди приурочена к отложениям рек. Они широко распространены в отложениях уфимского и татарского ярусов, отмечаются в верхнеказанском подъярусе. Протяженность рудных тел измеряется сотнями метров, редко достигает первых километров. Ширина их 200–300 м при мощности 0,5–5 м, содержание Си в рудах от сотых долей до 1%. Месторождения пространственно разобщены. Запасы меди в них невелики.

Все медные концентрации приурочены к сероцветным породам с обугленным растительным органическим веществом и располагаются на контакте с окисленными породами или вблизи него. Последние сменяют сероцветные породы в разрезе или по латерали. Выделяются три типа контактов меденосных пород с окисленными. Во-первых, когда породы были окислены до отложения рудовмещающего осадка. Например, контакт меденосного базального горизонта казанского яруса с подстилающими красноцветами уфимского яруса. Во-вторых, когда контакт окисленных красноцветных пород с сероцветными обусловлен сменой условий осадконакопления, что характерно для переходной зоны от континента к морю. В-третьих, когда окисление желто-бурого цвета наложено на первично-сероцветную рудовмещающую породу.

Таким образом, тип и время окисления пород не определяет процесс рудоотложения. Важно наличие контакта окисленных и восстановленных (в данном случае первичных сероцветных) пород.

Минеральный состав руд изменяется закономерно. В зонах окисления это преимущественно карбонаты меди — азурит и малахит. По мере увеличения глубины залегания руд карбонаты меди сменяются сульфидами — борнитом, халькозином, халькопиритом.

На всех месторождениях, залегающих вблизи земной поверхности, развиты зоны окисления с более богатыми рудами, содержание Си в которых достигает нескольких процентов. Практически все они отработаны. Сохранились лишь отвалы старых горных выработок (шахт, карьеров).

В гидрогеологическом отношении большая часть известных рудных объектов находится в зонах пресных вод и аэрации. Первый вариант осложняет применение способа ПВ, второй — исключает.

Структурный контроль медного оруденения по отношению к структурам первого порядка заключается в приуроченности меденосных площадей к сводовым поднятиям, их склонам и границе Русской платформы и Предуральского прогиба.

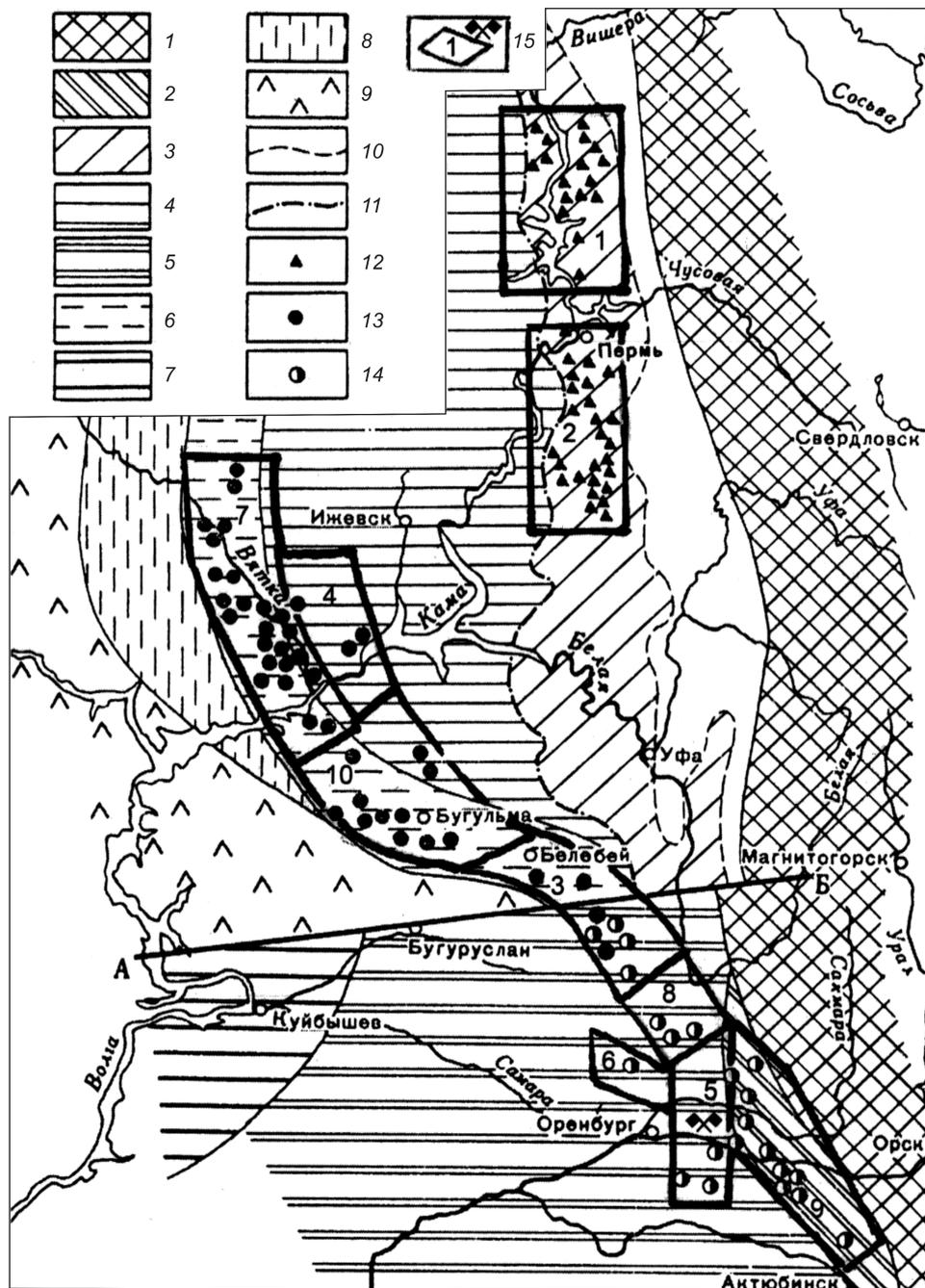


Рис. 1. Обзорная карта меденности верхнепермских отложений Западного Предуралья, покров татарских отложений севернее линии АБ снят, по А.М.Лурье [6] с изменениями и дополнениями А.Б.Халезова:

1 — область сноса; 2 — отложения зоны горных подножий; отложения континентальных равнин: 3 — уфимские, 4 — казанские, 5 — татарские; отложения: 6 — прибрежных равнин и прибрежно-морские казанского яруса, 7 — прибрежных равнин и прибрежно-озерные татарского яруса, 8 — морские казанского яруса, 9 — морские и лагун с повышенной соленостью казанского яруса; границы современного распространения отложений: 10 — уфимских, 11 — казанских; месторождения и рудопроявления в отложениях верхних горизонтов перми: 12 — уфимского, 13 — казанского, 14 — татарского ярусов; 15 — меденные площади, их номера и месторождение Гребени: 1 — Березниковская, 2 — Пермская, 3 — Белебеевская, 4 — Ижевская, 5 — Мелеузско-Салмыжская, 6 — Каргалинская, 7 — Вятская, 8 — Стерлибашевская, 9 — Сакмаро-Уральская, 10 — Альметьевская

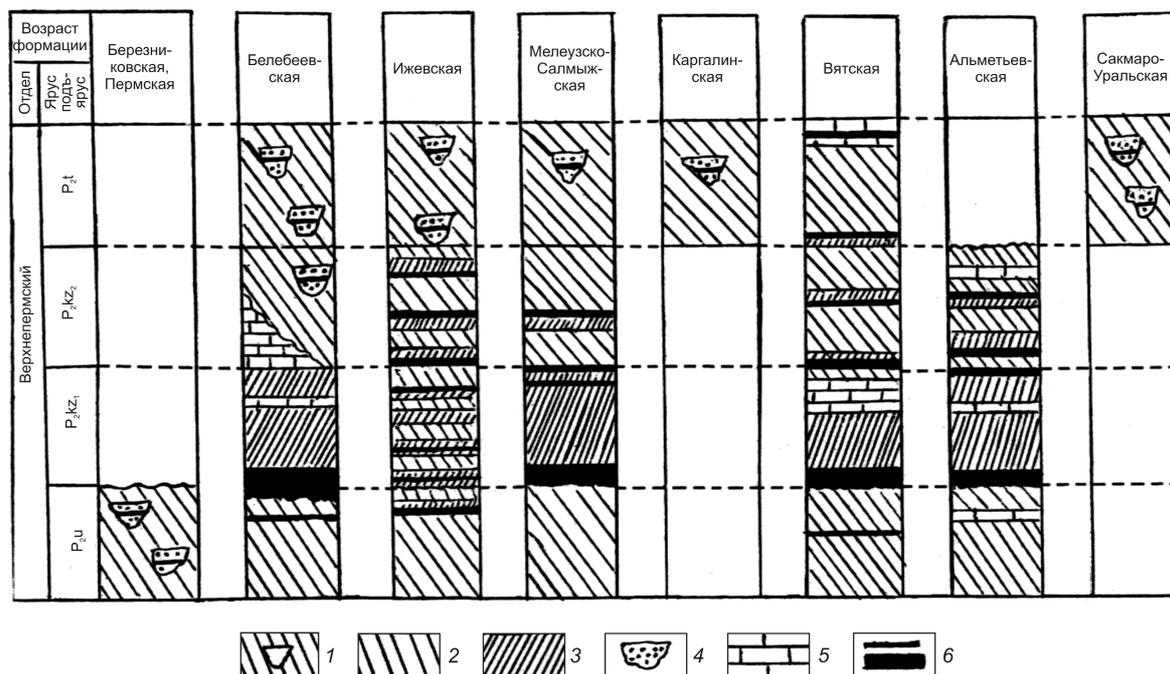


Рис. 2. Положение медного оруденения в геологических разрезах меденосных площадей:

литолого-геохимические типы формаций: 1–2 — континентальные терригенные красноцветные (1 — возвышенных аллювиальных равнин, 2 — прибрежных равнин), 3 — сероцветные терригенные прибрежно-морские и морские отложения, 4 — сероцветные отложения речных долин; 5 — карбонатные породы; 6 — медное оруденение

Новый этап тектонического развития района носил в основном унаследованный характер. Сводные поднятия претерпели положительные вертикальные движения. В результате подавляющее большинство меденосных площадей попало в область неотектонических поднятий. Многие проявления меди были выведены на дневную поверхность и подверглись окислению. Увеличение интенсивности инфильтрационных процессов способствовало окислению медных руд, залегающих на глубине, что в определенной степени подготовило их к отработке способами ПВ и КВ.

Руды Предуралья, по-видимому, относятся к комплексным, на что указывают многочисленные примеры повышенных содержаний элементов на ряде месторождений, расположенных в разных частях провинции (Е.С.Контарь, 1999 [4], 2002; В.В.Лукс и др., 1969; Ю.А.Нечаев 1961; М.И.Проскураков, 1971; Э.Н.Ярочкина, 1970 и др.). Так, на Каргалинском месторождении в объединенной валовой технологической пробе, отобранной из отвалов, обнаружены (г/т): Pt 18,3, Pd 13,8, Ro 0,27, Ir 20,5, Au 2,37, Ag 22,4. В штучных пробах (г/т): Pt 20–75, Pd 2,93–23, Ro 0,76–6,65, Ir 1,3–7,42, Au 7,7–25,8, Ag 57–267 (Е.С.Контарь, 2002).

Повышение содержаний Ag (от 1 до 100 г/т), Re (от 0,1–3 г/т) фиксируется на многих месторождениях. В некоторых случаях в отдельных пробах они достигают соответственно 600 г/т (Гирьяльское месторождение, Сакмаро-Уральская площадь), 6,4 г/т (Вятская площадь). Специальными геохимическими исследованиями (Е.М.Павленко и др., 1977) для руд Альметьевской и Белебеевской площадей выявлены устойчивые повышенные содержания Re, Ag и Se. Кларки концентраций достигают: Re 5,7–38,6, Se 6, Ag 3. Отмечаются неустойчивые повышения содержаний и других элементов.

Установлено, что Cu и сопутствующие элементы в красноцветных породах рассматриваемой геологической формации имеют прямую корреляционную связь с оксидами железа, которые, по-видимому, служат их концентраторами (А.Б.Халезов, 1968). При определенных условиях они могут мигрировать. В работах В.М.Лурье [6], А.У.Росса (1976), Я.М.Кислякова, В.Н.Щеточкина [3] теоретически обосновывается такая возможность. В частности, с участием хлоридных восстановительных растворов по отношению к трехвалентному железу. В результате их воздействия образуются масштабные зоны обеления красноцветных пород,

характерные для таких крупных месторождений, как Мансфельд (Германия), Любин-Серошовитское (Польша), Джезказган (Казахстан). В Предуралье таковые неизвестны, что, возможно, является одной из причин наличия в регионе только бедных и убогих руд, несмотря на проявленность рудообразующего процесса на огромной территории.

В изучаемом регионе медное оруденение, по-видимому, сформировалось при фильтрации захороненных вод, возможно, хлоридных, и вод метеорного происхождения, находящихся в равновесии с минералами трехвалентного железа и кальцитом. Осаждение меди происходило на первичном сероводородном барьере с образованием сульфидных руд. Источником меди были вмещающие красноцветные отложения.

Следовательно, условия образования месторождений свидетельствуют о водопроницаемости вмещающих пород во время рудоотложения, что расширяет перспективу применения ПВ в провинции, так как это свойство пород — необходимое условие для ПВ.

На основе рекомендаций Б.Г.Самсонова, О.В.Кутуевой и др. (1992), Л.А.Болотова, А.Е.Луговой и др. (1985), А.В.Величко и др. (1985), Б.Д.Халезова (1983, 1984) и других авторов с учетом опыта применения ПВ урана [9 и др.] были разработаны применительно к рассматриваемому региону критерии, позволяющие по геологическим и гидрогеологическим данным прогнозировать возможность использования геотехнологических методов при отработке месторождений меди в Предуралье (сернокислотное выщелачивание).

Обводненность месторождений. Выделяются два типа месторождений — расположенные выше уровня грунтовых вод, в зоне аэрации, и ниже уровня грунтовых вод, в зоне постоянного обводнения. На месторождениях первого типа использование ПВ исключено. Кучное выщелачивание возможно при наличии необходимых запасов и требует больших затрат на соблюдение правил по экологической безопасности. Для объектов второго типа ПВ возможно при соблюдении других критериев.

Содержание Си в рудах. За нижний предел содержания Си в рудах в соответствии с лабораторными данными и рекомендациями Л.А.Болотова и др. (1985) принято значение $\geq 0,2\%$, позволяющее получить в продуктивных растворах необходимые содержания Си ≥ 100 мг/л.

Минеральный состав руд. Выделяются легко-выщелачиваемые карбонатные (в основном малахит-азуритовые) руды, характеризующиеся почти 100%-ным извлечением меди, и трудновыщелачиваемые сульфидные (главным образом борнит-

халькозиновые), из которых при сернокислотном процессе с окислителем извлечение Си составляет 60–70%.

Реагентоемкость. При кислотном выщелачивании карбонатность руд и вмещающих пород имеет определяющее значение. С учетом лабораторных исследований и опыта кучного выщелачивания за допустимую величину принято содержание $\text{CO}_2 \leq 5\%$. Руды с содержанием $\text{CO}_2 > 5\%$ считаются непригодными для ПВ. Поскольку в литературе по большинству рудных объектов содержание CO_2 в рудах не приводится, оценка степени карбонатности руд производилась по косвенным данным. При этом выделены три группы руд: с низкой ($\text{CO}_2 < 2\%$), средней (2–5%) и высокой (>5%) карбонатностью.

Водопроницаемость руд и рудовмещающих пород. Согласно рекомендациям А.В.Величко и др. (1985), за показатель фильтрационной способности руд принята величина K_f (коэффициент фильтрации). Руды с $K_f \geq 1$ м/сут относятся к фильтрующим, с $K_f 0,1-1,0$ м/сут — слабофильтрующим, с $K_f < 0,1$ м/сут — нефилтующим.

Геозкологические особенности месторождений. По геозкологическим признакам месторождения, пригодные для ПВ, разделяются на два типа — расположенные в зоне пресных вод и в зоне соленых вод. При постановке ПВ на месторождениях первого типа потребуется удаление остаточных растворов из недр, так как они могут загрязнять воды питьевого назначения. На месторождениях второго типа удаление остаточных растворов не потребуется. Но в этом случае необходим прогноз о невозможности их фильтрации в горизонты пресных вод.

Главными направлениями работ ВИМС (1991, 1994 гг.) были лабораторные геотехнологические исследования разных типов руд по извлечению меди и других элементов в сернокислотных растворах и районирование всей территории провинции по проявленности положительных и отрицательных факторов, влияющих на возможность применения способа ПВ для отработки руд. В ходе лабораторных геотехнологических исследований изучены руды Каргалинской (Каргалинское месторождение), Пермской (Юговское), Вятской (Лугиновское рудопроявление) и Ижевской (Заболотное) площадей (см. рис. 2).

Лабораторные исследования руд Каргалинского и Юговского месторождений проведены группой Б.Г.Самсонова и О.В.Кутуевой. Объединенная технологическая проба Каргалинского месторождения содержала Си 2,06%, Ag 18 г/т, Sc

11 г/т, ΣTR 200 г/т, CO_2 4,7%. Основные минералы меди (по данным Н.Г.Ровенской) — малахит, азурит. Опыты показали, что с увеличением концентрации H_2SO_4 от 10 до 30 г/л содержание Cu в продуктивных растворах возрастало от 0,5 до 2 г/л, а степень извлечения меди при концентрации H_2SO_4 до 30 г/л достигала почти 100%.

Проба с Юговского месторождения содержала Cu 2,55%, Sc 11 г/т, CO_2 1,8%. Минеральный состав руд сульфидный — главным образом борнит и халькозин. Руды оказались трудновыщелачиваемыми. При сернокислотном выщелачивании без окислителя степень извлечения Cu не достигала 50% даже при концентрации кислоты до 50 г/л. В лабораторных опытах при добавлении окислителя достигнута степень извлечения Cu 70%, а средняя концентрация Cu в продуктивном растворе составляла 1,8 г/л. В качестве окислителя использовался раствор $Fe_2(SO_4)_3 \cdot 7H_2O$ в концентрациях от 1 до 15 г/л.

Из проб с Каргалинского и Юговского месторождений попутно с медью извлекались серебро, лантаноиды и скандий. При концентрации H_2SO_4 20 г/л серебро практически не извлекалось. При увеличении концентрации H_2SO_4 до 50 г/л содержание Ag в продуктивных растворах увеличивалось в 10 раз и достигало 0,5 мг/л. Суммарная концентрация лантаноидов в продуктивных растворах достигала 15 мг/л, Sc 0,5–0,8 мг/л, что соответствует выходу ΣTR 100–200 г, а Sc 3 г на 1 т рудной массы.

Геотехнологические исследования руд Лугиновского рудопроявления охватили несколько проб с низкими содержаниями Cu , высокой карбонатностью и смешанным составом минералов меди. Средние содержания элементов составили: Cu 0,063%, Ag 13, V 230, Sc 20, Y 29, ΣTR 236 г/т, CO_2 3,5–10%. При выщелачивании использовалась серная кислота с концентрациями 20 и 50 г/л. В первом случае степень извлечения Cu в среднем составила 31%, во втором — 51% при максимальном значении 76%. Изучение выщелачиваемости других элементов осуществлялось в сернокислотных растворах с концентрацией 20 г/л. Степень их извлечения в среднем составила (%): Ag 20, V 36, Sc 49, Y 62, ΣTR 41.

Лабораторные исследования показали, что по геотехнологическим характеристикам руды Предуралья неоднородны. Среди них выделяются два крайних типа — легковыщелачиваемые (малахит-азуритовые), которые при сернокислотном выщелачивании дают практически 100% извлечения Cu , и трудновыщелачиваемые (сульфидные), для извлечения из которых >50% Cu необходимо

добавление к кислоте окислителей. Фактором, осложняющим процесс выщелачивания меди в лабораторных условиях из руд Предуралья, является их карбонатность, которая при содержании CO_2 >5% резко снижает возможность сернокислотного выщелачивания. Опыты также показали, что при выщелачивании медистых песчаников Предуралья возможно попутное извлечение и других элементов.

На основе анализа на территории провинции положительных и отрицательных факторов, определяющих возможность отработки рудных объектов способом ПВ, выделено десять меденосных площадей (таблица; см. рис. 1, 2). Перспективы использования способа ПВ для отработки месторождений на разных площадях неодинаковы. Относительно благоприятны для отработки руд данным способом четыре площади — Березниковская, Пермская, Белебеевская и частично Ижевская, в пределах которых отрицательные факторы проявлены в наименьшей степени.

На *Березниковской и Пермской* площадях проявления меди связаны с русловыми отложениями уфимского яруса. Руды большей частью слабо сцементированные с умеренной карбонатностью и средними содержаниями $Cu \geq 0,2\%$, относятся к смешанному и сульфидному минеральным типам, находятся в зоне постоянного обводнения, фильтрующие, K_f 0,5–2 м/сут. Названные факторы позволяют считать обе площади пригодными для отработки месторождений способом ПВ. Факторами, осложняющими применение ПВ, являются частично сульфидный минеральный состав руд и необходимость удаления остаточных растворов на большинстве объектов, так как они располагаются в зоне пресных вод.

На *Белебеевской* площади оруденение развито на четырех стратиграфических уровнях. Основные пластообразные залежи приурочены к базальным слоям прибрежно-морских отложений нижнеказанского подъяруса, подстилаемых красноцветами уфимского яруса. Их размеры от мелких до крупных (десятки квадратных километров). Преобладают песчанистые, нередко рыхлые руды с умеренной карбонатностью, легковыщелачиваемые, слабофильтрующие и фильтрующие, со средним содержанием $Cu \geq 0,2\%$, расположенные в зоне постоянного обводнения. Руды могут обрабатываться способом ПВ при карбонатности до 5% с удалением остаточных растворов.

При этом необходимо подчеркнуть, что медное оруденение базального горизонта на Белебеевской площади наиболее перспективно для рентабельной отработки способом ПВ. Благодаря неотектоническим поднятиям Татарского свода в пределах данной

площади на высоту до 400 м руды базального горизонта подверглись окислению, вследствие чего первичная сульфидная медная минерализация сменилась легковыведряемой карбонатной, а вмещающие породы декarbonатизировались и приобрели дополнительную водопроницаемость. В результате рудные залежи были в определенной степени подготовлены для отработки их способом ПВ. Кроме того, благоприятны такие их признаки как локализация в нескольких меденосных зонах, пластообразная морфология, большие размеры и запасы.

Рудные объекты в русловых отложениях верхнеказанского подъяруса на Белебеевской площади имеют благоприятные характеристики и гидрогеологические условия залегания. Использование ПВ для них возможно при соблюдении тех же условий. Однако масштабы оруденения здесь меньше.

Использование ПВ для отработки руд, известных в песчаниках кровли уфимского яруса, не рекомендуется в связи с их низкой средней продуктивностью ($C_{Cu} < 0,2\%$) и повышенной карбонатностью ($CO_2 \geq 5\%$).

Применение ПВ для освоения медных руд в русловых отложениях татарского яруса невозможно, так как они находятся в зоне аэрации.

На *Ижевской площади* медные залежи также приурочены к нескольким стратиграфическим горизонтам: прибрежно-морским отложениям нижнеказанского подъяруса, континентальным уфимского яруса, верхнеказанского подъяруса и татарского яруса. Только последние по своим показателям пригодны к отработке руд способом ПВ с удалением остаточных растворов. В сульфидных рудах татарского яруса средние содержания $Cu \geq 0,2\%$. Большая часть рудных объектов находится в зоне постоянного обводнения, породы фильтрующие и слабофильтрующие ($K_f 0,2-3,0$ м/сут), воды пресные. Часто медное оруденение совмещено с урановым [11].

Рудные объекты в казанских и уфимских отложениях, несмотря на удовлетворительную продуктивность, не пригодны для ПВ в кислотном варианте вследствие высокой карбонатности.

Мелеузско-Салмыжская площадь также характеризуется наличием прослоев пород с медным оруденением на нескольких горизонтах. Максимальные концентрации меди приурочены к базальным слоям нижнеказанского подъяруса, где сосредоточены главным образом в аргиллитах и, следовательно, в основном не пригодны для ПВ. Исключение представляет месторождение Гребени, на котором значительная часть руд локализована в песчаниках. Положительными факторами для применения способа ПВ здесь служат положение зале-

жей в горизонте соленых вод, экранированном от пресных, глубина их залегания 250–500 м, пластовая морфология, площадь >250 км², общие запасы Cu 1 млн т.

В русловых отложениях верхнеказанского подъяруса и татарского яруса рудные объекты находятся в основном в зоне аэрации и для отработки способом ПВ непригодны.

Пять площадей — Стерлибашевская, Мелеузско-Салмыжская, Каргалинская, Сакмаро-Уральская, Альметьевская — признаны в настоящее время непригодными для отработки руд способом скважинного ПВ в связи с их низкой продуктивностью, высокой карбонатностью, слабой проницаемостью пород или положением оруденения в зоне аэрации (см. таблицу).

Таким образом, результат анализа существующих фактических материалов неутешителен. Только на 35% меденосных площадей возможна отработка месторождений способом ПВ. Отрицательная оценка площадей может быть пересмотрена в дальнейшем при поступлении нового фактического материала и в случае разработки новых технологий подземного выщелачивания карбонатных руд.

Извлечение меди из руд способом кучного выщелачивания применимо на объектах, залегающих вблизи дневной поверхности, и из отвалов старых разработок медных месторождений практически на всех меденосных площадях. Основные критерии кучного выщелачивания для этих руд положительные. Руды относятся к легковыведряемому типу, карбонатность их в основном низкая и средняя, содержание $Cu \geq 0,2\%$.

К факторам, осложняющим применение кучного выщелачивания, относятся небольшие размеры рудных объектов, их удаленность друг от друга, необходимость отвода земель для проведения природоохранных мероприятий. Рентабельная добыча меди способом КВ, по-видимому, возможна только при создании крупных предприятий с доставкой сырья близповерхностных месторождений из окружающих районов.

Наиболее подготовлена для отработки руд способом КВ Каргалинская площадь. Запасы меди здесь в отвалах старых шахт составляют не менее 250 тыс. т. Опыты по извлечению меди показали хорошие результаты (М.А.Пальчук и др., 1963, 1965 и др.).

Выше отмечалось, что медные руды Предуралья характеризуются повышенными содержаниями многих элементов. Рений и серебро присутствуют в повышенных количествах на всех площадях и образуют с Cu устойчивую геохимическую ассоциацию. Попутная добыча металлов зависит глав-

Возможность реализации скважинного способа ПВ для отработки медных руд в Предуралье

Название площадей	Возраст вмещающих пород	Характеристика рудовмещающих пород	Возможность реализации скважинного подземного выщелачивания для отработки руд
1	2	3	4
1. Березниковская	P _{2u}	Красноцветные отложения аллювиальных равнин с месторождениями и рудопроявлениями меди в русловых сероцветных песчаниках	ПВ возможно. Необходимо удаление остаточных растворов из недр
2. Пермская	P _{2u}	То же	То же
3. Белебеевская	P _{2t}	«	ПВ невозможно, так как руды находятся выше уровня грунтовых вод
	P _{2kz₂}	То же, что в отложениях татарского яруса, но в зоне постоянного обводнения	ПВ возможно при карбонатности рудовмещающих пород до 5% CO ₂ с удалением остаточных растворов
	P _{2kz₁}	Прибрежно-морские сероцветные отложения с медистыми песчаниками в базальном горизонте	То же
	P _{2u}	Континентальные красноцветы с прослоями сероцветных медистых песчаников в кровле	ПВ не рекомендуется в связи с низкой продуктивностью и повышенной карбонатностью руд
4. Ижевская	P _{2t}	Красноцветные отложения прибрежных аллювиальных равнин с месторождениями и рудопроявлениями меди в русловых сероцветных песчаниках	ПВ возможно на объектах, залегающих в зоне постоянного обводнения, с удалением остаточных растворов из недр
	P _{2kz₂}	Красноцветные и сероцветные отложения прибрежных равнин с прослоями медистых песчаников и сланцев	Руды к ПВ непригодны из-за высокой карбонатности
	P _{2kz₁}	То же, что в отложениях верхнеказанского подъяруса плюс прибрежно-морские сероцветные отложения с прослоями медистых песчаников и сланцев	То же
	P _{2u}	Красноцветные отложения прибрежных равнин с прослоями оруденелых сероцветных алевролитов в верхней части разреза	«
5. Мелеузско-Салмышская	P _{2t}	Красноцветные отложения аллювиальных равнин с месторождениями и рудопроявлениями меди в сероцветных русловых песчаниках	ПВ невозможно, так как руды залегают выше уровня грунтовых вод
	P _{2kz₂}	То же	ПВ невозможно в связи с низкой продуктивностью и высокой карбонатностью руд
	P _{2kz₁}	Прибрежно-морские сероцветные отложения с прослоями медистых песчаников и сланцев преимущественно в основании и кровле разреза	ПВ невозможно, кроме месторождения Гребени, вследствие высокой карбонатности и слабой проницаемости руд. На месторождении, где содержание CO ₂ <5%, ПВ возможно
6. Каргалинская	P _{2t}	Континентальные и прибрежно-озерные красноцветные отложения с месторождениями и рудопроявлениями медистых песчаников в сероцветных отложениях русел	ПВ невозможно, так как руды залегают преимущественно выше уровня грунтовых вод

Продолжение таблицы

1	2	3	4
7. Вятская	P _{2t}	Прибрежно-озерные красноцветные отложения с прослоями серых медистых песчаников в основании и медистых мергелей в кровле	То же
	P _{2kz₂}	Пестроцветные отложения прибрежных равнин с прослоями сероцветных медистых песчаников и сланцев	ПВ не рекомендуется в связи с высокой карбонатностью и низкой продуктивностью руд
	P _{2kz₁}	Прибрежно-морские сероцветные терригенные и карбонатные отложения с прослоями медистых песчаников и сланцев. Максимальное оруденение в базальном горизонте	То же
	P _{2u}	Континентальные красноцветные отложения с прослоями серых медистых песчаников	«
8. Стерлибашевская	P _{2t} P _{2kz₂}	Красноцветные отложения аллювиальных равнин с месторождениями и рудопроявлениями меди в русловых песчаниках	ПВ невозможно, так как руды находятся выше уровня грунтовых вод
	P _{2kz₁}	Прибрежно-морские сероцветные отложения с медистыми сланцами и песчаниками в базальном слое	ПВ не рекомендуется в связи с низкой водопроницаемостью и высокой карбонатностью руд
	P _{2u}	Континентальные красноцветы с медистыми черными сланцами в кровле	То же
9. Сакмаро-Уральская	P _{2t₁}	Красноцветные отложения аллювиальных равнин с месторождениями и рудопроявлениями меди в русловых песчаниках	ПВ невозможно, так как большая часть руд находится в зоне аэрации. Руды, расположенные в зоне постоянного обводнения, не могут быть рекомендованы для ПВ из-за малых запасов
10. Альметьевская	P _{2kz₂}	Переслаивание прибрежно-морских сероцветных и континентальных красноцветных отложений. Медные месторождения и рудопроявления приурочены к породам серого цвета — сланцам и песчаникам	ПВ невозможно в связи с преобладающим залегаем руд в зоне аэрации и их высокой карбонатностью
	P _{2kz₁}	Морские терригенные и карбонатные сероцветные отложения с прослоями медистых песчаников и сланцев в базальном горизонте и кровле	ПВ не рекомендуется из-за низкой продуктивности и высокой карбонатности руд

ным образом от возможности их извлечения в технологическом процессе по добыче основного компонента. Этот вопрос для меденосной провинции в целом не изучен. Приведенные в опубликованной и фондовой литературе данные, как правило, не содержат необходимых сведений о попутных компонентах. Для решения вопроса о комплексности руд объектов нужно системное опробование, включающее геотехнологические исследования, каждого месторождения.

Имеющиеся отечественные материалы и зарубежный опыт позволяют в качестве потенциальных попутных компонентов для медных руд

Предуралья предварительно считать Re, Ag, Sc, TR, благородные металлы, ценность которых может значительно превышать ценность Cu.

Перспективы района не исчерпываются известными месторождениями (С.Н.Бобров и др., 1975; А.В.Дюков и др., 1989; Е.И.Козлов и др., 1964; Ю.А.Нечаев и др., 1966; М.И.Проскуряков, 1971 и др.). На перспективных площадях, выделенных на прогнозных картах, поисковые работы не производились. Предполагается открытие месторождений с многомиллионными запасами меди. Однако выявление месторождений с высокими содержаниями меди, залегающих на доступных глубинах и

пригодных для экономически выгодной отработки современными горными способами, практически исключено.

Палеогеологические построения и специальные исследования показывают, что, несмотря на наличие сходных условий локализации крупных медных месторождений в Германии (месторождение Мансфельд) и Польше (Любин-Серошовитское) с таковыми в Предуралье, в данном регионе наиболее вероятно обнаружение подобных месторождений (А.Б.Халезов и др., 1994). Следовательно, для освоения Предуралья в качестве меденосной провинции потребуются работы, нацеленные на отработку руд способом ПВ. Принципиальная возможность его использования доказана работами Уральского филиала «Зеленогорскгеология» ФГУП «Урангео» [2] и ВИМС (Б.Г.Самосонов, О.В.Кутуева и др., 1991; А.Б.Халезов, А.В.Гаврюшов и др., 1994) на Юговском месторождении. По сведениям С.И.Долбилина [2], разработана программа работ геотехнологического картирования в пределах меденосной полосы, которая была одобрена НТС Мингео, но дальнейшего развития не получила из-за резкого сокращения ассигнований.

Первоочередная задача для промышленного освоения провинции — выделение участков для составления локальных прогнозных карт м-ба 1:25 000 с картированием основных критериев применимости ПВ и определением площадок для скважинных натурных опытов по извлечению меди и попутных компонентов. Первоочередной представляется Белебеевская площадь (базальный горизонт). Необходимы также усовершенствование существующих технологических схем и разработка новых для отработки карбонатных комплексных руд.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бобров С.П.* Меденосность отложений казанского яруса бассейна Нижней Вятки // Геология рудных месторождений. 1976. № 6. С. 69–81.
2. *Долбилин С.И.* История поисков, разведки и разработки месторождений урана на Урале // Разведка и охрана недр. 2005. № 10. С. 11–18.
3. *Кисляков Я.М., Щеточкин В.Н.* Гидрогенное рудообразование. – М.: Геоинформмарк, 2000.
4. *Контарь Е.С.* Минерагеня чехла восточной окраины Восточно-Европейской платформы // Руды и металлы. 1999. № 2. С. 5–12.
5. *Кутергин А.М.* Палеогеография, фации и меденосность уфимских и казанских отложений Среднего Приуралья. – М.: Наука, 1972.
6. *Лурье А.М.* Генезис медистых песчаников и сланцев. – М.: Наука, 1988.
7. *Нечаев Ю.А.* Литологический контроль медного оруденения в верхнепермских породах Пермского Приуралья и Камско-Вятского района // Сов. геология. 1964. № 10. С. 132–135.
8. *Нечаев Ю.А.* Литологические комплексы шешминских отложений Пермского Приуралья и их меденосность // Литология и полезные ископаемые. 1965. № 2. С. 154–157.
9. *Разведка месторождений урана для отработки методом подземного выщелачивания / М.В.Шумилин, Н.Н.Муромцев, Б.Г.Бровин и др.* – М.: Недра, 1985.
10. *Филиппов В.А.* О генезисе и структурном контроле медного оруденения в верхнепермских отложениях Приуралья // Мат-лы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала. Уфа, 1972. Вып. 5. С. 226–233.
11. *Халезов А.Б.* Ураноносность Верхнекамской впадины Русской платформы // Руды и металлы. 1997. № 5. С. 5–11.



РИФ НЕВИДИМЫЙ — НОВЫЙ УРОВЕНЬ МАЛОСУЛЬФИДНОЙ ПЛАТИНОМЕТАЛЬНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В МАССИВЕ ФЕДОРОВОЙ ТУНДРЫ, КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ

Н.Ю.Грошев, Е.Э.Савченко (Геологический институт КНЦ РАН)

Обсуждаются результаты тематических картировочных и поисковых работ на элементы платиновой группы в верхних слабо изученных частях Федоровотундровского массива, к основанию которого приурочены известные промышленные платинометалльные руды контактового типа. В результате работ открыто новое рудопроявление Pt и Pd риф Невидимый, что позволяет выделить на территории массива рифовый тип платинометалльного оруденения. Охарактеризованы геологическое строение минерализованного горизонта, геохимические особенности и вещественный состав минерализации.

Ключевые слова: расслоенные интрузии, ритмичная расслоенность, элементы платиновой группы.

Грошев Николай Юрьевич, nikolaygroshov@gmail.com, Савченко Евгений Элланович, evsav@geoksc.apatity.ru

THE INVISIBLE REEF — THE NEW HORIZON OF LOW-SULFIDE PGE MINERALIZATION OF THE FEDOROVA TUNDRA MASSIF, KOLA PENINSULA

N.Yu.Groshev, E.Ye.Savchenko

The article represents recent results of geological mapping and prospecting for platinum group elements (PGE) in the upper poorly studied part of the Fedorova Tundra Massif, which is known due to its contact type PGE mineralization. Detection of a new PGE occurrence, called the Invisible Reef, is the main result of the work. It is firstly described geological structure of the PGE-bearing horizon, geochemical features and mineral composition of PGE mineralization.

Key words: layered intrusions, rhythmic layering, platinum group elements.

Большая часть мировых ресурсов элементов платиновой группы (ЭПГ) сосредоточена в мало-сульфидных месторождениях [8, 14], локализованных преимущественно в расслоенных базит-гипербазитовых массивах. Федоровотундровский базит-гипербазитовый массив (ФТМ) вместе с массивами Западно- и Восточно-Панских тундр входит в состав Федорово-Панского раннепротерозойского расслоенного комплекса (ФПРК), находящегося в центральной части Кольского полуострова (рис. 1). За последние десятилетия в ФПРК усилиями различных иностранных и отечественных компаний (*Barrick Gold, Ural Platinum, Puma Minerals* и др.) совместно с ГИ КНЦ РАН и его инновационным предприятием ОАО «Пана» разведаны месторождения и проявления ЭПГ, которые относятся к двум геолого-промышленным типам — контактовому и рифовому.

Контактовые руды располагаются вблизи нижних границ массивов, характеризуются относительно невысокими содержаниями ЭПГ, значительными мощностями и относительно небольшой протя-

женностью по простиранию. Они проявлены в краевых частях всех массивов ФПРК. Однако экономическое значение имеет только оруденение краевой серии ФТМ, в котором разведано Федоровотундровское месторождение [6, 15]. В расслоенных интрузиях мира из месторождений этого типа наиболее известны Платриф (Бушвельд, ЮАР), месторождения комплекса Ист Булл Лэйк (Канада) и комплекса Портимо (Финляндия) [12]. К этому же типу можно отнести «донные залежи» в Мончегорском расслоенном комплексе [10].

Руды рифового типа с высокими содержаниями ЭПГ при малой мощности и значительной протяженности минерализованных горизонтов локализованы в расслоенных сериях массивов. В Западно-Панском массиве прослежены Северный и Южный рифы с месторождением Киевей в пределах Северного [6]. В Восточно-Панском массиве выявлены так называемые зоны обогащения минералами платиновых металлов, обозначаемые как зоны *A, B* и *C* с месторождением Восточное Чуарвы на участке зоны *B* [4]. Мировые аналоги таких руд широко

известны. Это месторождения рифов Меренского (Бушвельд), *J-M* (комплекс Стиллуотер, США), финских расслоенных интрузий и др. На Кольском

полуострове к рифовому типу относится также месторождение Вуручайвенч в Мончегорском расслоенном комплексе [10].

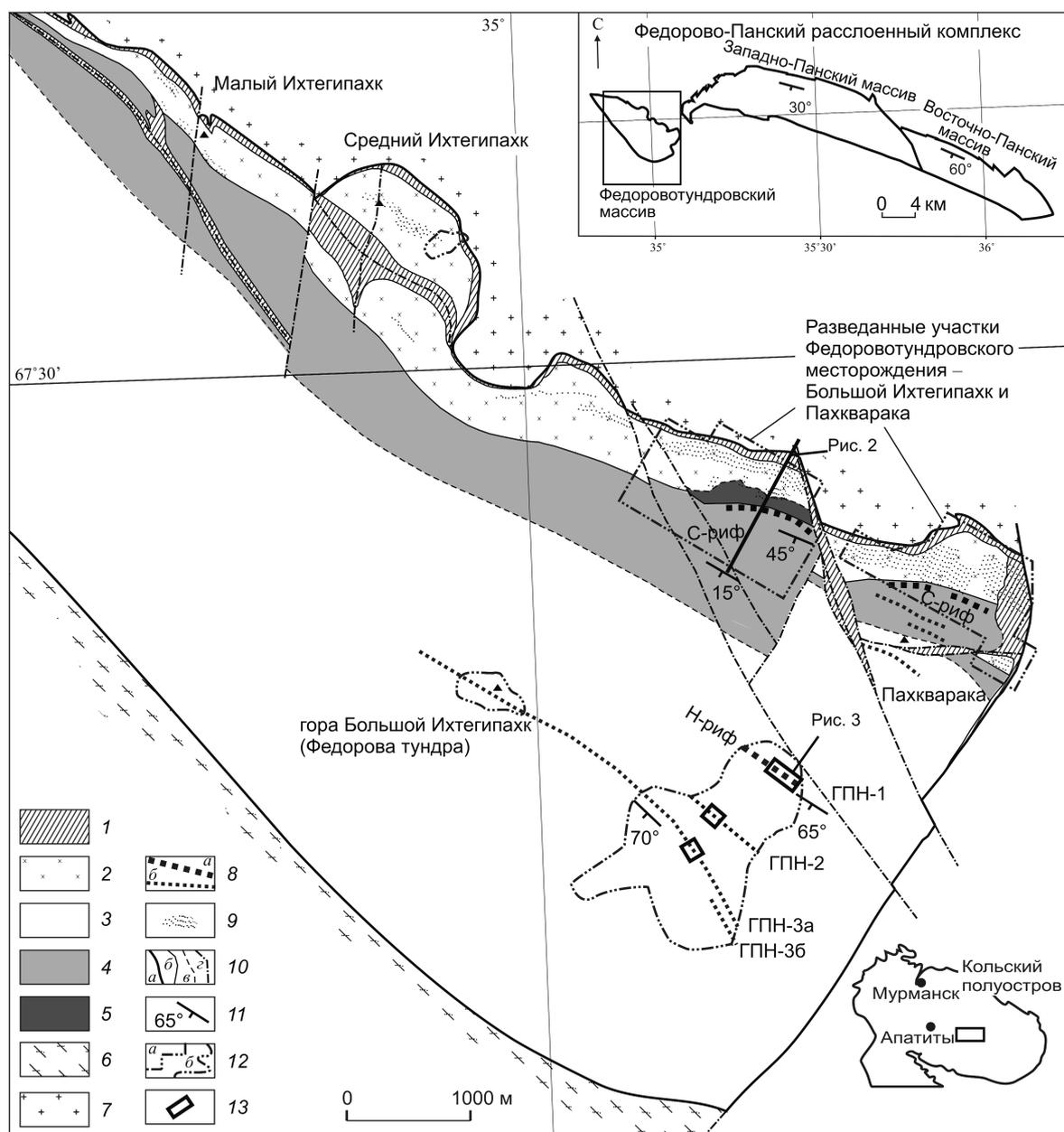


Рис. 1. Геологическая карта-схема массива Федоровой тундры, составлена в ОАО «Пана» в 1998 г., с изменениями и дополнениями Н.Ю.Грошева:

1 — рассланцованные базиты; 2 — краевая серия (такситовые нориты и габронориты); расслоенная серия: 3 — верхняя базитовая зона (плагиоклазовые лейкократовые кумулаты), 4 — нижняя базитовая зона (плагиоклазовые лейкократовые и мезократовые кумулаты в грубом чередовании с мезократовыми плагиоклаз-энстатит-авгитовыми кумулатами), 5 — ультрамафитовая зона (энстатитовые и энстатит-оливиновые кумулаты); 6 — метавулканиты зоны Имандра-Варзуга; 7 — архейский фундамент; 8 — уровни развития оливиновых и плагиоклаз-оливиновых кумулатов (*a* — содержащих ЭПГ, *b* — не минерализованных ЭПГ); 9 — контактовое ЭПГ оруденение; 10 — контур массива (*a*), границы пород (*b*), предполагаемая граница между нижней и верхней базитовыми зонами (*в*), разломы (*г*); 11 — залегание расслоенности; 12 — контуры наиболее изученных частей массива (*a* — детально разобруренные площади (Федоровотундровское месторождение), *b* — хорошо обнаженные площади); 13 — участки детального картирования

Главной задачей исследования был ответ на вопрос, волновавший многих геологов, — существуют ли платиноносные рифы в массиве Федоровой тундры, как в Западно- и Восточно-Панском массивах ФПРК. В качестве предпосылок для постановки поисковых работ в слабо изученных частях ФТМ использовались следующие два факта: 1) сосуществование в пределах одного интрузива платинометаллических руд рифового и контактового типов (примеры — Бушвельд, массив Суханко комплекса Портимо, Западно- и Восточно-Панский массивы и др.); 2) наличие в ФТМ минерализации, которая в равной степени обогащена палладием и платиной (Pt/Pd ~1) и залегает выше обогащенных палладием контактовых руд (Pt/Pd ~0,2), по данным производственных отчетов ОАО «Пана», известным со времен первых поисковых скважин на ЭПГ. При построении детальных геологических разрезов по Федорово-тундровскому месторождению один из таких уровней удалось геометризовать (рис. 2), и он получил рабочее название риф Случайный (С-риф) [2, 3]. Этот уровень пересечен разведочными скважинами, пробуренными для вскрытия контактовых руд месторождения, и установлен как бы случайно, во многом благодаря применявшемуся при разведке сплошному опробованию керна. Характерные рудоносные породы С-рифа — мезократовые и меланократовые троктолиты, плагиогарцбургиты, в которых при отсутствии хорошо заметной сульфидной минерализации устанавливаются высокие содержания ЭПГ.

Предыдущими исследователями ФТМ [9] отдельные маломощные тела таких же пород, залегающие в монотонной толще лейкогаббро, отмечались выше по разрезу массива на протяжении >2,5 км видимой мощности, начиная от уровня С-рифа. В отчете М.К.Радченко они рассматриваются как поздние жильные образования (М.К.Радченко, 1975). Целе-направленно на ЭПГ они не опробовались. Для обнаружения ЭПГ-содержащих пород в верхних частях разреза массива нами проведены поисковые работы. Поисковым признаком при этом были не собственно сульфиды, по которым найдены практически все месторождения и проявления ЭПГ в ФПРК, а богатые оливином породы по аналогии с рифом Случайный.

В результате картировочных и поисковых работ определен ряд новых для массива тонко-расслоенных горизонтов, в строении которых участвуют богатые оливином породы. В одном из них установлены повышенные содержания ЭПГ и выделено новое рудопроявление — риф Невидимый (Н-риф).

Основные методы исследования — геологическое картирование в м-бе 1:10 000 по нескольким профилям условной топографической сети, заданной с помощью GPS-навигации, с отбором штучных проб на ЭПГ и детальное геологическое картирование в м-бе 1:100 на выделенных участках с отбором бороздовых проб. С учетом опыта подобных работ на других массивах ФПРК параметры борозд были следующие: ширина 5 см, глубина 7 см.

Содержания Au, Pt, Pd, Rh, Cu, Ni, Co и S в пробах определялись в лаборатории анализа благородных металлов и химико-аналитической лаборатории ГИ КНЦ РАН. Методы анализа: атомно-абсорбционный с пределами обнаружения для Au, Pd, Rh 0,004 г/т, Pt 0,02 г/т, Cu, Ni, Co 0,01 мас. % и весовой для S с пределом обнаружения 0,01 мас. %.

Минеральный состав изучался в аншлифах в отраженном свете и на сканирующем электронном микроскопе Leo-1450 с использованием детектора отраженных электронов при 60-кратном увеличении. Для диагностики минералов проводился точечный анализ их химического состава с использованием рентгеновского энергодисперсионного спектрометра Roentec. Микроассоциации минералов платиновых металлов и размеры их зерен определены по 100 цифровым изображениям в отраженных электронах.

Под *рифом* нами понимается маломощный (мощностью первые метры) протяженный горизонт в разрезе расслоенной серии интрузива с высокими и (или) повышенными содержаниями ЭПГ.

В работе использована классификация горных пород на основе общего модального минерального состава породы [5], в дополнение к которой породы классифицируются по типам кумулатов [11, 13]. В последнем случае для минералов использованы следующие сокращения: о — оливин, р — плагиоклаз, b — ортопироксен (энстатит), а — клинопироксен (авгит).

Интрузив Федоровой тундры представляет собой клиновидное в плане тело преимущественно основных пород, падающее на юго-запад под различными углами и простирающееся в северо-западном направлении на расстояние ~15 км (см. рис. 1). С северо-востока массив граничит с архейскими гранито-гнейсами, юго-запада — с метавулканитами зоны Имандра-Варзуга. Границы его тектонизированы, площадь составляет ~45 км², с северо-запада на юго-восток видимая мощность изменяется от сотни метров до 5,5 км, юго-восточная часть срезана Цагинским разломом.

В строении ФТМ выделяются расслоенная и краевая серии пород (см. рис. 1). Следует отметить, что термин краевая серия в данном случае является

описательным и не несет генетической нагрузки, которая подразумевается учением о расслоенных интрузиях.

Краевая серия слагает нижний северо-восточный край массива и протягивается на всю его длину, образуя желобообразные углубления в породах фундамента шириной до 1,5 км. Мощность серии колеблется от первых десятков метров на участке выклинивания массива на северо-западе до 800–900 м в местах желобообразных углублений и в среднем составляет около 250 м. На контакте с гнейсами породы серии метаморфизованы, часто наблюдается развитие по ним сланцев и бластомилонитов. Самые распространенные породы серии — такситовые базиты различного минерального состава, которые чаще всего соответствуют габброноритам. Такситовость пород обусловлена, прежде всего, резкими колебаниями размеров минеральных зерен в породах. В относительно небольших образцах отмечается незакономерное чередование габброноритов мелкозернистого, среднезернистого, крупнозернистого и пегматоидного сложения. В породах часто присутствуют интерстициальный голубой кварц (до 10 об. %) и сульфидная вкрапленность (0,5–1,5 об. %).

Вкрапленность сульфидов беспорядочно рассеяна в такситах и наиболее обильна в породах с наибольшими колебаниями по зернистости. В северо-западной части краевой серии, на участках Малый и Средний Ихтегипахк, породы с сульфидной вкрапленностью содержат небольшие количества ЭПГ, редко достигающие первых граммов на 1 т; мощности минерализованных интервалов не превышают десяти метров. В юго-восточной части серии породы с ЭПГ-содержащей сульфидной вкрапленностью образуют залежи мощностью до 200 м, содержания в первые граммы на 1 т становятся средними, а максимальные концентрации достигают первых десятков граммов на 1 т. Данное ЭПГ-оруденение относится к контактовому типу и характеризуется Pt-Pd специализацией (с существенной стоимостной долей Ni) со средним отношением Pt/Pd 0,2, средней концентрацией S 1,5 мас. % [15].

Расслоенная серия имеет видимую мощность до 4700 м и по типам кумулатов подразделяется на три зоны: ультрамафитовую (bC, boC), нижнюю базитовую (rabC и pC) и верхнюю базитовую (pC). Нижний контакт расслоенной серии — интрузивный. Здесь расслоенная серия несет следы воздействия на нее краевой серии, которое выражается в следующем [2]. Повсеместно в краевой серии отмечаются эруптивные брекчии с обломками ультрамафитовых пород расслоенной серии. На одних участках массива такситы при переходе к нижней

базитовой зоне вверх по разрезу сменяются мощным (50–100 м) слоем кумулатов pC, на других — rabC, что можно объяснить различным уровнем интрузивного среза нижней базитовой зоны. В лейкократовых кумулатах pC нижней базитовой зоны, в случае их контакта с такситами, хорошо видны секущие жильные тела последних с закаленными зальбандами. Породы краевой серии срезают С-риф нижней базитовой зоны, что показано на детальных геологических разрезах (см. рис. 2). По этому ряду признаков и геохронологическим данным [3] расслоенная серия рассматривается как более древняя первая фаза внедрения (2526–2507 млн. лет), а краевая — как наложенная вторая интрузивная фаза ФТМ (2485–2491 млн. лет).

Ультрамафитовая зона выделена на участке Большой Ихтегипахк (см. рис. 1, 2), где расслоенная серия имеет наибольшую мощность, и прослеживается по простиранию массива приблизительно на 1 км при мощности до 200 м. Вблизи границы с вышележащей нижней базитовой зоной она представлена кучным скоплением крупных (до 50–100 м) обломков пироксенитов (см. рис. 2). На других участках массива породы ультрамафитовой зоны наблюдаются в виде разрозненных обломков в матрице пород краевой серии на различном удалении от нижней базитовой зоны. Преобладающими породами являются плагиоклазовые ортопироксениты bC, помимо которых встречаются оливиновые пироксениты bC и гарбургиты obC.

Нижняя базитовая зона представлена грубым линзовидно-ритмичным чередованием лейкократовых (и мезократовых) габбро pC и мезократовых габброноритов rabC. В основании зоны выделяется уровень ЭПГ-минерализации рифового типа — С-риф [2, 3], по аналогии с которым и проводились поиски в верхних частях разреза массива.

С-риф подсечен более чем в 70 разведочных скважинах Федоровотундровского месторождения, большинство из которых расположены на южном окончании участка Большой Ихтегипахк. На детальных разрезах устанавливается контакт ультрамафитовой и нижней базитовой зон (см. рис. 2). В месте контакта массивные полевошпатовые пироксениты ультрамафитовой зоны резко сменяются вверх по разрезу ритмичным тонким чередованием гарцбургитов, троктолитов, оливиновых лейкогабброноритов и лейкогаббро, которое выделяется как *переходная подзона* мощностью 5–10 м. Выше этой подзоны наблюдается обычное для нижней базитовой зоны грубое чередование лейкогаббро pC и габброноритов rabC. В породах подзоны во всех ее пересечениях отмечаются повышенные содержания ЭПГ (С-риф), в отдельных пробах

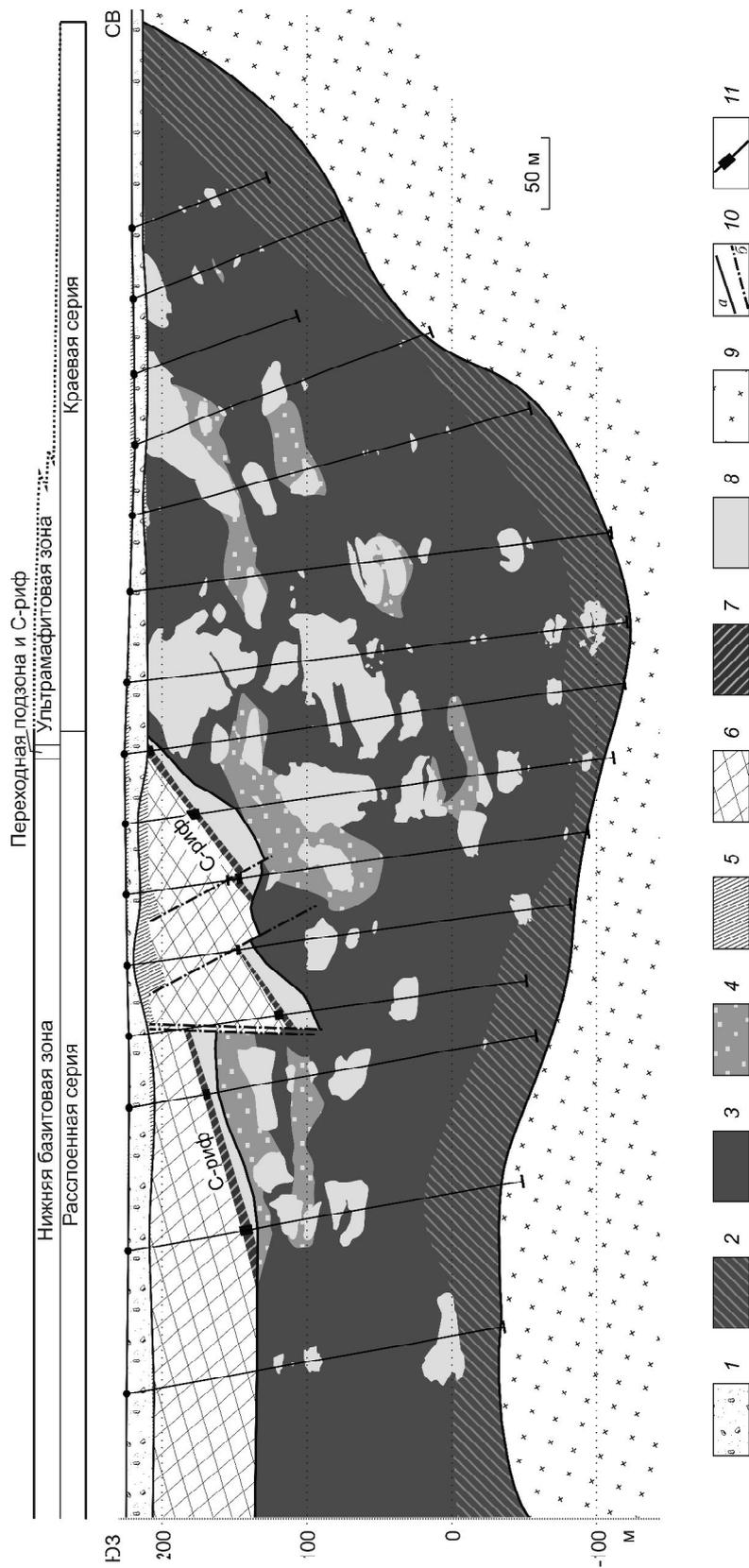


Рис. 2. Геологический разрез через нижние части массива Федоровой тундры, составил Н.Ю.Грошев по материалам ЗАО «Федорово Ресорсес» и ОАО «Пана»:

1 — рыхлые моренные отложения; оруденные породы краевой серии: 2 — такситовые метагабронориты, 3 — такситовые габронориты с подчиненными плагиопироксенитами bC, 4 — меланократовые такситовые нориты и габронориты, содержащие большое количество мелких обломков плагиопироксенитов (до 50% в выделенном по скважине «слое»); расслоенная серия: 5 — габронориты pabC, 6 — лейкогаббро pCab, 7 — переходная подзона нижней базальтовой зоны: чередование плагиоклазовых гарцбургитов oC, троктолитов poC и лейкогаббро pC, 8 — плагиопироксениты bC с подчиненными оливиновыми пироксенитами bC и гарцбургитами obC; 9 — архейские гнейсы; 10 — важнейшие геологические границы (a), разломы (б); 11 — интервалы с минерализацией ЭПП рифового типа (С-риф)

достигающие 45 г/т. Содержания S при этом не превышают 0,40 мас. % в лейкогаббро и 0,03 мас. % в гарцбургитах. Среднее отношение Pt/Pd примерно в 2–3 раза выше, чем у контактового ЭПГ-оруденения Федоровотундровского месторождения.

Переходная подзона и С-риф служат маркерами, по которым можно определить залегание грубо расчлененных пород нижней базитовой зоны. Согласно геологическим разрезам (см. рис. 2), вблизи контакта с краевой серией зона разбита на крупные ограниченные разломами блоки, в разной мере погруженные по ним в породы краевой серии. Углы залегания переходной подзоны от блока к блоку меняются от 50 до 15° с тенденцией уменьшения углов при движении на юго-запад. С-риф в таком разбитом на блоки виде на участке Большой Ихтегипахк практически непрерывно прослежен на протяжении нескольких сотен метров по простиранию и падению. По падению риф срезается породами краевой серии на глубинах ~100 м. На других участках массива (Пахкварака) похожая на С-риф ЭПГ-минерализация встречается в нижней базитовой зоне лишь по отдельным скважинам. Ввиду блочного строения зоны, обусловленного, по-видимому, внедрением магмы второй интрузивной фазы, С-риф крайне сложен для дальнейшего изучения и оценки.

Геологическое картирование участков *верхней базитовой зоны* показало, что ее нижняя часть, до уровня горы Большой Ихтегипахк (см. рис. 1), представлена грубым линзовидно-ритмичным чередованием средне-крупнозернистых лейкогаббро рС и лейкогабброноритов рС* при мощности отдельных слоев-линз первые десятки и сотни метров. Нижняя граница зоны проводится условно по первому появлению в нижней части разреза мезократовых габброноритов раbС, характерных для нижней базитовой зоны. В верхней части, к юго-западу от горы Федорова тундра, разрез верхней базитовой зоны однороден и сложен монотонными средне-крупнозернистыми лейкогаббро рС.

Грубое линзовидно-ритмичное чередование в нижней части верхней базитовой зоны на нескольких уровнях разреза осложняется более тонким переслаиванием с участием обогащенных оливином пород (троктолитов). Уровни разреза с таким строением выделяются как горизонты повышенной неоднородности (ГПН). В пределах изученной территории нами выделено четыре таких горизонта (см. рис. 1): ГПН-1, ГПН-2, ГПН-3а и ГПН-3б. Директивные текстуры в породах и контакты между слоя-

ми в их пределах имеют однообразное крутое юго-западное падение под углами 65–70°.

Как уже отмечалось, поиски ЭПГ-минерализации проводились по аналогии с С-рифом. Стояла задача максимально полно опробовать по разрезу мезократовые и меланократовые разности троктолитов, встречающиеся в верхней базитовой зоне в четырех выделенных горизонтах. На первом этапе работ, когда отбирались только штучные пробы, были опробованы оливиновые и плагиоклаз-оливиновые кумулаты всех четырех горизонтов (проанализировано ~70 проб). Повышенные содержания Pt и Pd (>0,1 г/т Pt+Pd) обнаружены только в кумулатах ГПН-1. Штучным опробованием минерализация прослежена на 350 м по простиранию горизонта. На втором этапе работ с различной степенью детальности проведено бороздвое опробование по разрезам ГПН-1, ГПН-2 и ГПН-3а. ГПН-1 дважды полностью пересечен бороздами, а по разрезам ГПН-2 и ГПН-3а опробованы только оливиновые и оливин-плагиоклазовые кумулаты и близко прилегающие к ним породы. Для ГПН-3б бороздвое опробование не проводилось из-за слабой обнаженности. В результате отобраны и проанализированы на ЭПГ 95 бороздовых проб общей длиной ~60 м. Повышенные концентрации ЭПГ обнаружены только в породах ГПН-1, по простиранию которого они прослежены бороздвым опробованием на 170 м.

Горизонт повышенной неоднородности 1 (риф Невидимый) при видимой мощности от 4 до 12 м прослежен в обнажениях по простиранию на 400 м (см. рис. 1). Породы горизонта падают в юго-западном направлении по азимуту 213–217°, углы падения 59–70° при среднем 65°. Среди преобладающих лейкократовых пород отмечаются слои более меланократовых дифференциатов — мезократовых и меланократовых троктолитов, которые в идеальном случае формируют вместе с лейкократовыми разностями трехслойный ритм. В основании горизонта залегает слой троктолитов роСаb или меланотроктолитов оСр. Породы имеют характерную директивную текстуру, обусловленную плоскопараллельной ориентировкой слегка вытянутых зерен оливина, и отчетливо выделяются за счет этого на поверхности выветривания.

Средний слой сложен оливиновыми лейкогабброноритами рС(о)аb, в которых часто встречаются небольшие неправильные тела лейкотроктолитов роСаb. Поверхность выветривания данных пород — форелленштейновая.

* Лейкогаббро — традиционно используемый термин для пород, которые, как показано ранее [1], представляют собой сосюритизированные и амфиболитизированные в результате автотематоморфизма лейкогаббронориты.

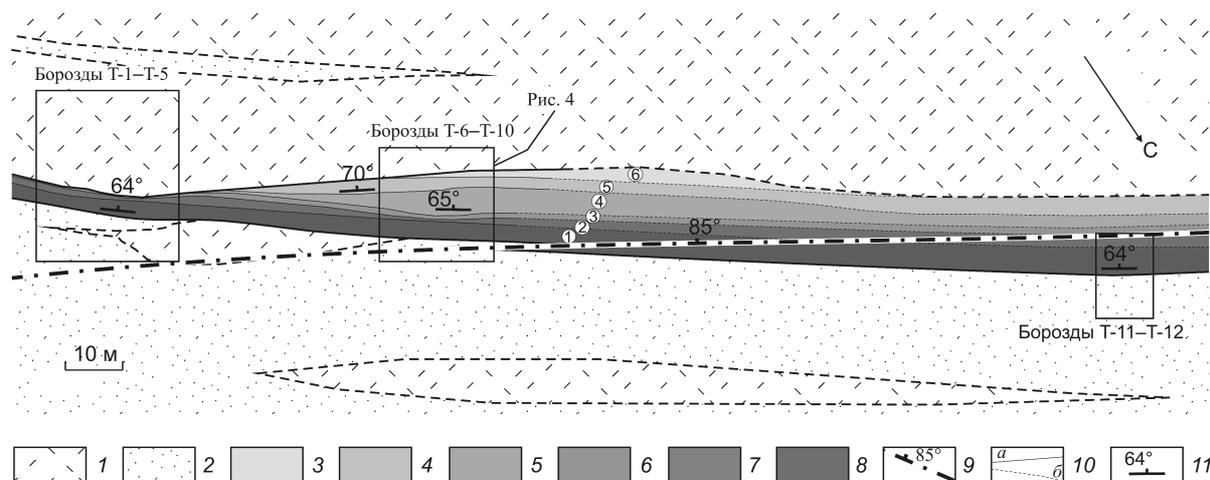


Рис. 3. Геологическая карта-схема ГПН-1:

1 — лейкогаббро рСаb; 2 — лейкогаббронориты рС(о)ab; 3–8 — ритмы ГПН; 9 — разлом; 10 — границы между породами и ритмами ГПН (а — установленные, б — предполагаемые); 11 — элементы залегания ритмов

Верхний слой представлен лейкогаббро рСаb, реже лейкогабброноритами рСаb. Как правило, он выделяется в разрезе по характерным аутометаморфическим изменениям пород, которые заключаются в сосюритизации плагиоклаза и амфиболизации пироксенов. Сосюритизированный плагиоклаз изменяет окраску с темно-серой, характерной для троктолитов и лейкогабброноритов, на светло-серую или белую. Оливин в лейкогаббро встречается в виде редких единичных зерен, замещенных амфиболом.

ГПН-1 подстилается толщей лейкогабброноритов рС(о)ab мощностью >100 м, в которых встречаются линзы лейкогаббро рСаb (рис. 3). В породах отмечаются разрозненные маломощные линзы и тела троктолитов неправильной формы размером до 20 см. ГПН-1 согласно залегает на этой толще пород. Нижняя граница горизонта отчетливо выделяется по подошве метрового слоя мезократовых троктолитов (рис. 4, 5) с директивной текстурой. Верхняя граница горизонта проводится условно по подошве третьего слоя последнего ритма (см. рис. 4, 5). Горизонт перекрывается слоем лейкогаббро рСаb мощностью ~40 м, сменяющимся выше по разрезу снова лейкогабброноритами рС(о)ab.

Внутреннее строение ГПН-1 изучено на трех детальных участках, на которых производилось бороздое опробование (см. рис. 3). Наиболее полный изученный разрез горизонта состоит из шести ритмических единиц и наблюдается на участке борозд Т-6–Т-10 (см. рис. 4, 5). В обнажениях отчетливо видны три нижние ритмические единицы, верхние три ритма видны хуже и установлены по

бороздам опробования. В первых двух ритмах отсутствует верхний слой. Средний слой первого ритма содержит повышенное относительно аналогичных слоев других ритмов количество троктолитовых тел неправильной формы (см. рис. 4). Верхний слой третьей ритмической единицы в ее северо-западных сечениях редуцирован, но в юго-восточном направлении он появляется и постепенно «замещает» средний слой (см. рис. 4). На участке Т-1–Т-5 средний слой третьего ритма отсутствует (см. рис. 5). Четвертый, пятый и шестой ритмы в местах их пересечения бороздами имеют все три слоя (см. рис. 4). Наблюдается тенденция выклинивания ритмов в юго-восточном направлении за счет постепенного выпадения из разреза средних и нижних слоев, что объясняет отсутствие данных ритмов на участке Т-1–Т-5 (см. рис. 5). В северо-западном направлении от участка Т-6–Т-10 верхние ритмы не были прослежены, их границы показаны как предполагаемые (см. рис. 3).

Между участками Т-6–Т-10 и Т-11–Т-12 нижние ритмы ГПН-1 под острым углом рассечены разломом (см. рис. 3). Наиболее явным выражением данного разлома являются метасоматические преобразования оливиновых пород в виде серицитизации плагиоклаза и амфиболизации оливина и пироксенов. При картировании эти изменения создают дополнительные трудности, поскольку амфиболовые псевдоморфозы по оливину в отличие от неизмененного оливина практически незаметны на поверхности выветривания.

Средние содержания благородных металлов, Cu, Ni и S в породах, опробованных бороздовым

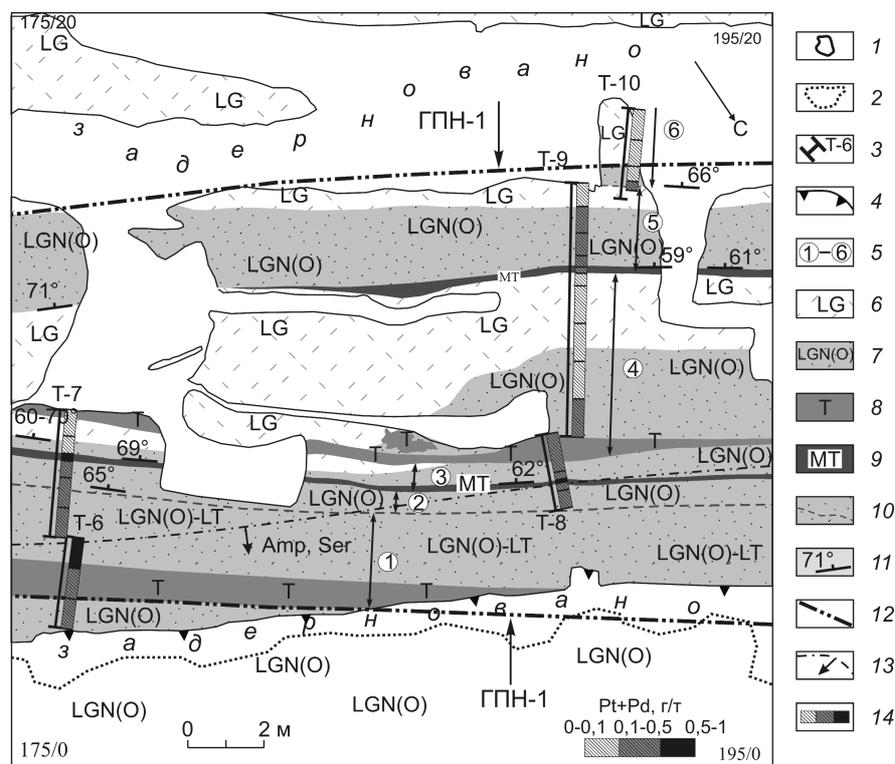


Рис. 4. Геологическое строение ГПН-1 на участке Т-6–Т-10 и результаты его опробования на ЭПГ:

1 — контуры обнажений; 2 — контуры развалов элювиально-делювиальных глыб; 3 — положение борозд и их номера; 4 — субвертикальная стенка ущелья; 5 — номера ритмических единиц; 6 — лейкогаббро; 7 — оливиновые и оливинсодержащие лейкогаббронориты с подчиненными лейкотроктолитами, особенно многочисленными в первом ритме; 8 — троктолиты; 9 — мезо-меланократовые троктолиты; 10 — прослой трахитоидных мезо-меланократовых троктолитов мощностью 2–3 см (вне масштаба); 11 — залегание директивных текстур и расслоенности; 12 — границы ГПН-1; 13 — граница распространения метасоматически измененных, серицитизированных и амфиболитизированных пород; 14 — секции бороздовых проб

способом в районе ГПН-1, приведены в табл. 1. Повышенные содержания ЭПГ характерны для всех типов пород горизонта, за исключением лейкогаббро. В большинстве проб отмечаются примерно равные соотношения Pt и Pd с небольшим преобладанием Pt. Среднее значение отношения Pt/Pd для проб с содержанием Pt и Pd > 0,1 г/т составляет 1,2 при вариациях от 0,5 до 2,7. Максимальные содержания Pt (0,65 г/т), Pd (0,34 г/т), Pt+Pd (0,89 г/т) установлены в мезо-меланократовых троктолитах.

Обращают на себя внимание закономерно связанные с ритмичностью изменения содержаний Pt+Pd, наблюдаемые в 3-м, 4-м, 5-м и 6-м ритмах (см. рис. 5). В нижних богатых оливином слоях этих ритмов отмечаются максимумы концентраций Pt+Pd, в средних (с меньшим количеством оливина) содержание Pt+Pd постепенно снижается, в верхних безоливиновых — повышенные концентрации Pt+Pd не наблюдаются. Таким образом,

в верхних четырех ритмах отчетливо фиксируется связь между содержанием оливина в породах и содержаниями ЭПГ. Во втором ритме указанная связь видна крайне неотчетливо по причине низкой детальности его опробования (см. рис. 5). В первом ритме данная закономерность нарушается, и максимумы содержаний ЭПГ располагаются непосредственно над нижним слоем. Несмотря на это, в целом для пород горизонта связь между содержаниями оливина и концентрациями ЭПГ очевидна, так как средние содержания Pt+Pd возрастают в ряду пород, расположенных по увеличению количества содержащегося в них оливина (см. табл. 1).

Приведенные данные позволяют выделить в ФТМ новое рудопроявление — риф Невидимый (Н-риф), расположенный на уровне разреза верхней базитовой зоны с повышенными содержаниями Pt+Pd,

локализуемым в средних и нижних слоях ритмических единиц ГПН-1.

Видимой макроскопической сульфидной минерализации, а также высоких концентраций Cu, Ni и S (см. табл. 1) в породах ГПН-1 не установлено. В этой связи возникает вопрос о форме нахождения ЭПГ в породах ГПН-1.

До минералогических исследований складывалось впечатление, что минералы платиновых металлов должны быть приурочены к силикатам, а именно к оливину. Об этом свидетельствовали намечающиеся на разрезах ГПН-1 прямая связь концентраций ЭПГ с содержаниями оливина в породах и обратная связь концентраций ЭПГ и S (см. рис. 5; табл. 1). Изучение аншлифов позволило установить крайне незначительную по объему рассеянную сульфидную вкрапленность, и при детальном исследовании, несмотря на отсутствие макро-

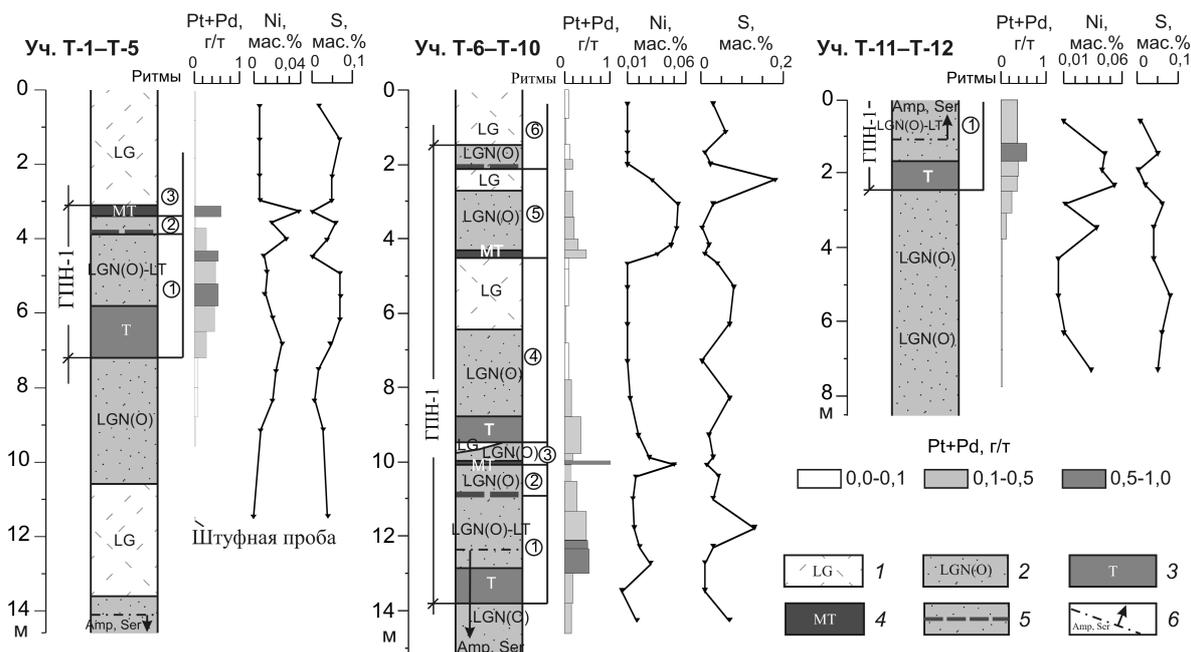


Рис. 5. Составные разрезы через ГПН-1 по различным участкам бороздового опробования с вариациями содержания Pt+Pd, Ni и S:

усл. обозн. см. рис. 4, соответственно, зн. 6–10 и 13

скопических сульфидов, ассоциация минералов платиновых металлов с сульфидами проявилась.

Среди рудных минералов в изученных аншлифах пород, содержащих оливин, преобладают оксиды Fe и Ti, представленные мелкими зернами магнетита и ильменита, образовавшиеся в основном при вторичных и реакционных изменениях оливина. Эти минералы распространены в породах с той же равномерностью, что и оливины. Сульфиды же образуют тонкую редкую крайне неравномерно рассеянную вкрапленность, по объему явно уступающую оксидной минерализации. Типичное местоположение вкрапленности — реакционные

каймы между кумулятивными оливином и плагиоклазом (рис. 6, а, б, г, д). В интеркумулятивных пироксенах вкрапленность более редкая. Размеры отдельных зерен сульфидов изменяются в пределах 2–400 μm при средних значениях 50–80 μm.

Установлены следующие минералы сульфидной вкрапленности (в порядке убывания по распространенности) — халькопирит, халькозин, марказит, пирротин, виоларит, пентландит, сфалерит, миллерит. Все изучавшиеся образцы отобраны с поверхности, и сульфиды в них несут следы значительных гипергенных изменений. Вполне вероятно, что первичная ассоциация главных минера-

1. Средние содержания благородных металлов, меди, никеля и серы в породах ГПН-1 по данным бороздового опробования, г/т

Типы пород	Au	Pt	Pd	Cu	Ni	S	2ЭПГ	2ЭПГ*	Pt/Pd	Число проб
MT	0,005	0,4	0,3	94	438	210	0,6	0,89	1,5	5
T	0,004	0,2	0,2	50	332	330	0,4	0,44	0,9	5
LGN(O)	0,003	0,3	0,1	60	230	360	0,3	0,56	1,3	25
LG	0,003	<0,1	<0,1	70	130	640	<0,1	0,10	-	12

Примечание. MT — мезо-меланократовые троктолиты, T — троктолиты, LGN(O) — оливиновые лейкогаббронориты с подчиненными лейкотроктолитами, LG — лейкогаббро. Кроме указанных элементов, в пробах определялись Au, Rh и Co; они не образуют концентраций, существенно превышающих порог обнаружения. 2ЭПГ* — максимальные содержания для каждой группы пород.

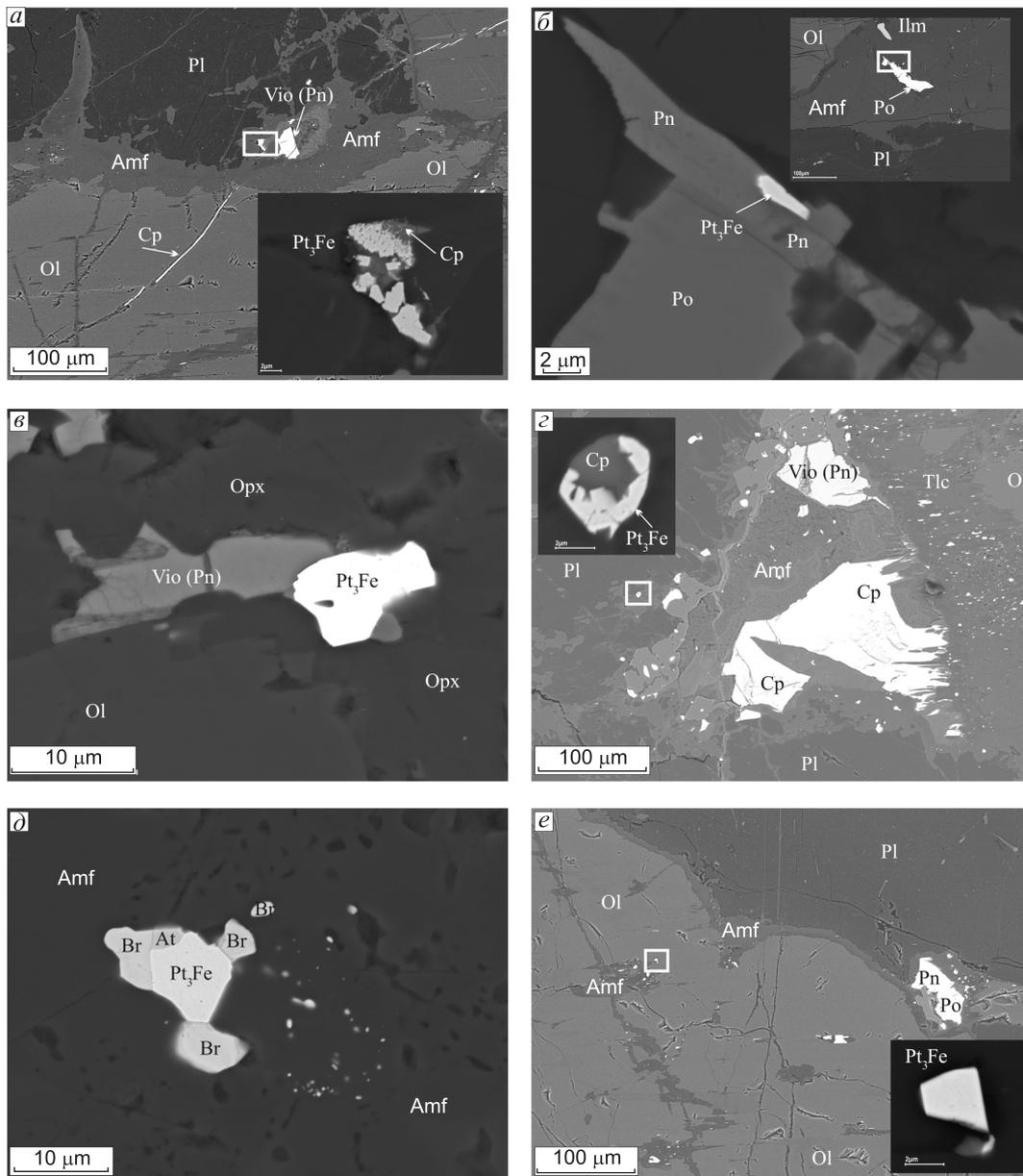


Рис. 6. Морфологические особенности, локализация и микроассоциации зерен минералов платиновых металлов Н-рифа (SEM-фото):

принятые сокращения: Br — брэггит, At — атоцит, Pn — пентландит, Vio (Pn) — виоларитизированный пентландит, Po — пирротин, Cp — халькопирит, Sct — халькозин, Ilm — ильменит, Tlc — тальк, Amf — амфибол, Pl — плагиоклаз, OpX — ортопироксен, Ol — оливин

лов включала типичную для Федорово-Панского комплекса тройку главных сульфидов — халькопирит, пирротин и пентландит, которые заместились при выветривании халькозином, марказитом и виоларитом соответственно. Высокая распространенность халькопирита и халькозина относительно других сульфидов позволяет предполагать, что первичная сульфидная фракция была обогащена Cu.

Первые данные по химическому составу сульфидов, полученные при проверке их на наличие примесей ЭПГ, показывают, что пентландит иногда содержит примесь Pd в количестве 0,39–5,67 мас. %.

В породах Н-рифа, кроме пентландита, диагностированы 12 собственных минеральных видов платиновых металлов и несколько минеральных фаз без названия (табл. 2). Всего диагностировано и измерено 145 зерен минералов платиновых метал-

лов. Размеры зерен 0,5–10 μm , средний — 3 μm . Максимальные размеры зерен характерны для сплавов Pt-Fe («изоферроплатины») и достигают $5 \times 10 \mu\text{m}$.

Гранулометрические характеристики были использованы для вычисления объема зерен при расчете относительной распространенности минералов платиновых металлов в процентах от общего их объема. По этому параметру к категории главных (>10% от общего объема) относятся два платиновых минерала: сульфид — брэггит (11%) и интерметаллид — изоферроплатина (84%). Ассоциация минералов платиновых металлов Н-рифа по набору главных минералов может быть определена как сульфидно-интерметаллидная. Это отличает Н-риф как от контактового ЭПГ-оруденения массива, главные минералы платиновых металлов которого представлены сульфидами и висмута-теллуридами [2, 7], так и от оруденения С-рифа с доминированием в составе арсенидов Pt и Pd [2]. Отсутствие среди них палладиевых минералов свидетельствует о том, что большая часть Pd в ЭПГ-содержащих породах Н-рифа концентрируется в пентландите. Остальные десять минералов и три фазы относятся к категории второстепенных и редких минералов и составляют в сумме менее 5% от общего объема. Обращает на себя внимание присутствие в данной категории Cu-содержащих минералов — палладия (Pd, Cu, Fe) и бортниковита $\text{Pd}_4\text{Cu}_3\text{Zn}$, что подчеркивает предполагаемый медистый характер сульфидной минерализации рифа.

Количественная оценка микроассоциаций минералов платиновых металлов показывает их тесную пространственно-генетическую связь с сульфидами. Примерно половина зерен (52%) включена в сульфиды или располагается на границе силикат–сульфид (см. рис. 6, а–е). Другая половина (40%) ассоциирует с вторичными силикатами, преимущественно с амфиболом (см. рис. 6, д). При локализации минералов платиновых металлов во вторичных силикатах нередко скопления сульфидов в непосредственной близости от них. Зерна минералов платиновых металлов, расположенные в первичных силикатах (8%) — оливине (см. рис. 6, е) и плагиоклазе, встречаются редко.

Проведенные исследования позволяют сделать следующие выводы.

Верхняя часть ФТМ, выделяемая как верхняя базитовая зона расслоенной серии (ранее габбровая зона) и считавшаяся длительное время однородной, имеет неоднородное, расслоенное строение, определяемое в целом грубым ритмичным чередованием плагиоклазовых кумулатов, измененных автотаморфическими процессами (лейкогаббро) и неиз-

2. Минералы платиновых металлов Н-рифа

<i>Минералы и минеральные фазы</i>
Изоферроплатина (Pt,Pd)₃Fe
Палладий (Pd, Cu, Fe)
Звягинцевит Pd_3Pb
Бортниковит $\text{Pd}_4\text{Cu}_3\text{Zn}$
Атоцит $(\text{Pd,Pt})_3\text{Sn}$
Паларстанид $\text{Pd}_5(\text{Sn,As})_2$
Брэггит (Pt,Pd,Ni)S
Сперрилит PtAs_2
Стиллуотерит Pd_8As_3
Мертит $\text{Pd}_{11}(\text{Sb,As})_4$
Кейтконнит Pd_{3-x}Te
Котульскит $\text{Pd}(\text{Te,Bi})$
<i>Минеральные фазы</i>
Без названия Pd_mAs_n , при $m > n$
То же, $(\text{Pd,Pt})_8(\text{As,Sn})_3$
То же, $\text{Pd}_3(\text{Te,As})$

Примечание. Жирным шрифтом выделены главные минералы, остальные — второстепенные и редкие.

мененных (лейкогаббронориты). Грубая расслоенность осложнена более тонким и контрастным чередованием пород в пределах горизонтов повышенной неоднородности.

Наиболее обогащенные оливином (а иногда Pt и Pd) круто залегающие меланократовые троктолиты являются сингенетическими членами разреза верхней базитовой зоны, поскольку участвуют в ритмичном строении горизонтов, устойчиво располагаясь в основании ритмов, и связаны закономерными переходами по составу и структурам (иногда и по содержаниям Pt и Pd) с вышележащими слоями. Нет никаких оснований для трактовки их в качестве поздних жильных инъекций в основную массу пород верхней базитовой зоны, как предполагала М.К.Радченко. Крутое залегание этих пород, по-видимому, обусловлено поздним тектоническим разворотом массива в целом.

В ФТМ установлен рифовый тип малосульфидного платинометалльного оруденения, представленный рифами Случайный и Невидимый. Рифы характеризуются тесной связью с оливинсодержащими породами, низкими содержаниями и мелкими размерами сульфидов, одинаковой обогащенностью Pt и Pd и отличаются от контактового оруденения ФТМ по минеральному составу. Известный уровень концентрации благородных металлов в рифах в целом невелик, но в отдельных пробах может достигать высоких значений (до 45 г/т в С-рифе, подробные данные о последнем не публикуются в связи с их конфиденциальностью по лицензионному соглашению).

Дальнейшие поисковые работы на рифовые Pt-Pd руды следует сконцентрировать в слабо изученных верхних частях массива, прежде всего, на уровне Н-рифа. Доказанная протяженность ГПН-1, к которому приурочен риф, в настоящий момент составляет 400 м. Можно предполагать, что истинная протяженность данного горизонта не менее 3,5 км, как и ГПН-3а (см. рис. 1). При поисках рифов в нижних частях расслоенной серии необходимо учитывать, что они могли быть подвержены влиянию внедрения магмы второй фазы, т.е. разобщены на блоки, частично или полностью уничтожены поздним внедрением.

За всестороннюю поддержку данного исследования и руководство авторы выражают искреннюю благодарность Ф.П.Митрофанову. Кроме того, глубоко признательны сотрудникам ГИ КНЦ А.У.Корчагину, В.В.Субботину, Т.В.Руноквист, П.В.Припачкину за обсуждение различных аспектов работы, а также технику-геологу А.Ф.Трошкову, студентам кафедры геологии МГТУ Е.С.Борисенко, А.Н.Иванову, Е.Л.Кунакузину, Е.В.Одинцовой, участвовавшим в полевых работах.

Работы проводились при финансовой поддержке гранта РФФИ-офим 09-05-12028 и приоритетной программы ОНЗ РАН № 2.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Грошев Н.Ю.* Флюидизация базитовых расплавов как причина расслоенности на примере строения верхних зон массива Федоровой тундры (Кольский полуостров) // Проблемы рудогенеза докембрийских щитов. Апатиты, 2008. С. 88–91.
2. *Грошев Н.Ю., Корчагин А.У., Митрофанов Ф.П., Субботин В.В.* Расслоенная и краевая серии платиноносного массива Федоровой тундры (Кольский полуостров): принципы выделения, геолого-петрологическая характеристика и ЭПГ-минерализация // Мат-лы научной сессии, посвященной Дню российской науки. Апатиты, 2010. С. 34–41.
3. *Грошев Н.Ю., Ниткина Е.А., Митрофанов Ф.П.* Двухфазный механизм образования платинометаллических базитов Федоровотундровского массива на Кольском полуострове: новые геологические и изотопно-геохронологические данные // ДАН. 2009. Т. 27. № 5. С. 669–673.
4. *Казанов О.В., Калинин А.А.* Геологическое строение и платинометаллическая минерализация Восточно-Панского массива // Результаты проекта «Стратегические минеральные ресурсы — основа устойчивого развития Севера» (Россия – Финляндия – Швеция). Апатиты, 2008. С. 56–67.
5. *Классификация и номенклатура магматических горных пород: справочное пособие.* – М.: Недра, 1981.
6. *Корчагин А.У., Митрофанов Ф.П.* Месторождения МПГ западной части Федорово-Панских тундр (Федорово и Малая Пана): состояние и перспективы освоения // Результаты проекта «Стратегические минеральные ресурсы — основа устойчивого развития Севера» (Россия – Финляндия – Швеция). Апатиты, 2008. С. 42–51.
7. *Минералы платиновых металлов и новые данные о главных минералах руд Федорово-Панского массива / Н.Л.Балабонин, А.У.Корчагин, В.В.Субботин и др.* // Вестн. МГТУ. 2000. Т. 3. № 2. С. 179–204.
8. *Минерально-сырьевой потенциал платиновых металлов России на пороге XXI в. / Д.А.Додин, Н.М.Чернышов, Б.А.Яцкевич и др.* // Платина России. М., 1999. Т. 3. Кн. 1. С. 153–161.
9. *Радченко М.К.* Особенности строения массива ультраосновных-основных пород Федоровой тундры // Базит-гипербазитовый магматизм Кольского полуострова. Апатиты, 1978. С. 84–96.
10. *Рудная платинометаллическая минерализация в расслоенном Мончегорском магматическом комплексе (Кольский полуостров, Россия) / Т.Л.Гроховская, Г.Ф.Бакаев, В.В.Шолохнев и др.* // Геология рудных месторождений. 2003. Т. 45. № 4. С. 329–352.
11. *Уэйджер Л., Браун Г.* Расслоенные изверженные породы. – М.: Мир, 1970.
12. *Pijna M., Lee C.* PGE deposits in the marginal series of layered intrusions // Exploration for Platinum-Group Element deposits. Mineralogical Association of Canada, Short Course Series. 2005. Vol. 34. P. 75–96.
13. *Irvine T.H.* Terminology for layered intrusions // J. Petrol. 1982. Vol. 23. P. 127–162.
14. *Naldrett A.J.* Secular variation of magmatic Sulfide Deposits and their Source Magmas // Econ. geol. 2010. Vol. 105. P. 669–688.
15. *Schissel D., Tsvetkov A.A., Mitrofanov F.P., Korchagin A.U.* Basal Platinum-Group Element Mineralization in the Fedorov Pansky Layered Mafic Intrusion, Kola Peninsula, Russia // Econ. geol. 2002. Vol. 97. P. 1657–1677.

УДК 551.24: 553.81 (571.56)

© И.Г.Коробков, Н.К.Шахурдина, 2011

СТРУКТУРЫ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА КИМБЕРЛИТОВЫХ ПОЛЕЙ ЗАПАДНОЙ ЯКУТИИ КАК ОСНОВА ЛОКАЛЬНОГО ПРОГНОЗА НОВЫХ КОРЕННЫХ ИСТОЧНИКОВ АЛМАЗОВ

И.Г.Коробков, Н.К.Шахурдина (НИГП АК «АЛРОСА»)

На высокопродуктивных площадях Мирнинского, Накынского, Алакит-Мархинского, Далдынского и Верхнемунского кимберлитовых полей Якутской алмазонасной провинции установлено, что основными структурными элементами осадочного чехла являются грабенообразные линейные депрессии. К депрессиям и участкам их торцевого выклинивания приурочены все известные кимберлитовые тела, что необходимо учитывать при локальном прогнозе.

Ключевые слова: Якутская алмазонасная провинция, кимберлитовые поля, структуры осадочного чехла, тектонические грабены, локальный прогноз кимберлитовых тел.

Коробков Илья Георгиевич, korobkov@cnigri.alrosa-mir.ru, Шахурдина Надежда Константиновна

STRUCTURAL FEATURES OF SEDIMENTARY SEQUENCES UNDERLYING KIMBERLITE FIELDS OF SOUTH YAKUTIA AS A BASIS FOR LOCAL-SCALE PROGNOSIS OF NEW LOCAL DIAMONDIFEROUS TARGETS

I.G.Korobkov, N.K.Shakhurdina (NIGP «ALROSA» JSC)

It has been revealed that graben-like linear depressions are the main structural elements of sedimentary cover on high-productive areas of Mirny, Nakyn, Alakit-Markhinsky, Daldyn and Verkhnemunsky kimberlite fields of Yakutian diamondiferous province. All known kimberlite bodies are confined to these depressions and sites of their end wedging out, which should be taken into account during local forecast.

Key words: Yakutian diamondiferous province, kimberlite fields, structures of sedimentary cover, tectonic grabens, local forecast of kimberlite bodies.

Структурно-тектонические предпосылки прогноза кимберлитового магматизма, традиционно используемые при поисковых работах на алмазы, отражают роль кимберлитовмещающих структур, благоприятных для проявлений эксплозивного магматизма трубчатого типа. Важным моментом локального прогнозирования с использованием структурно-тектонических факторов является также понимание сущности кимберлитоконтролирующих разломов — относятся ли к ним зоны повышенной трещиноватости, конкретные разрывные нарушения или другие структурные элементы. Частичное разрешение этих вопросов получено нами при проведении детальных исследований в пределах Мирнинского, Накынского, Алакит-Мархинского, Далдынского и Верхнемунского кимберлитовых полей, включающих основные месторождения алмазов на территории Якутской провинции. В задачи исследований входили картирование и изучение конкретных структур осадочного чехла в пределах около-трубчатых пространств и установление возможности их использования в качестве локальных и узко-локальных структурно-тектонических факторов прогнозирования [6].

Современный структурный план кимберлитовмещающих образований на площадях характеризуемых полей изучался по разным горизонтам оса-

дочного чехла. Их выбор в качестве опорных уровней для структурных построений определялся как степенью изученности разрезов на глубину, так и величиной эрозионного среза. В пределах Мирнинского и Накынского кимберлитовых полей структуры нижних частей вмещающей толщи изучались по кровле вендских терригенных отложений, к которой приурочен сейсмоотражающий горизонт КВ. Тектонические особенности строения верхней части разреза анализировались по структурным картам, построенным на основе отметок, вычисленных по материалам каротажных исследований в поисковых и поисково-структурных скважинах. Так, для территории Мирнинского поля в качестве опорного горизонта выбрана кровля мирнинской свиты (средний кембрий), для Накынского — подошва олдондинской свиты (нижний ордовик). В пределах Алакит-Мархинского поля анализируемой структурной поверхностью послужила подошва силурийских отложений, которые вскрыты бурением и расчленены с помощью геофизических исследований скважин. На открытых площадях Далдынского и Верхнемунского полей, где отсутствует площадное бурение, а на дневной поверхности обнажаются в основном ордовикские и верхнекембрийские отложения, в качестве опорных горизонтов соответственно были выбраны

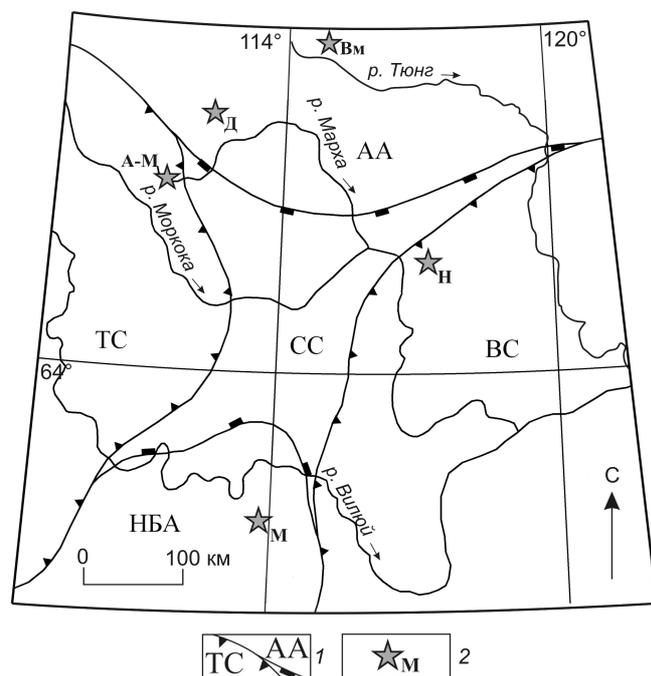


Рис. 1. Обзорная схема кимберлитовых полей Западной Якутии:

1 — структуры I порядка и их условные границы (антеклизы: AA — Анабарская, НБА — Непско-Ботуобинская; синеклизы: ТС — Тунгусская, ВС — Вилюйская, СС — Сюнджерская седловина); 2 — кимберлитовые поля (М — Мирнинское, Н — Накынское, А-М — Алаakit-Мархинское, Д — Далдынское, Вм — Верхнемунское)

подшвы олдондинской и мархинской (верхний кембрий) свит. Абсолютные отметки этих уровней рассчитывались по материалам геологических съемок м-бов 1:50 000–1:200 000.

Анализ структурных карт позволил выделить на площадях ниже характеризуемых полей основные тектонические элементы, а также определить их пространственно-генетические связи с кимберлитовыми телами [5].

Мирнинское кимберлитовое поле располагается в бассейне среднего течения р. Малая Ботуобия — правого притока р. Вилюй и территориально входит в Малоботуобинский алмазоносный район. В региональном плане данный район находится на северо-восточном борту Непско-Ботуобинской антеклизы (рис. 1). Кимберлитовое поле включает семь кимберлитовых трубок, пять из которых — месторождения. Установлены также более 20 сопряженных трубок и две самостоятельные жилы.

Детальное изучение структур кимберлитовмещающего осадочного чехла, выполненное по материалам практически всех скважин с каротажем, а также всех сейсморазведочных исследований, включая современную малоуглубленную (горизонт

К₂м) сейсмике, показало, что в пределах Мирнинского поля широко распространены линейные депрессии, выделяемые в ранге грабенов [9]. В анализируемых структурных поверхностях они характеризуются резкими азимутальными переходами и разветвлениями различной протяженности и амплитуды. Данные структуры унаследованно отражаются на разных этапах осадочного чехла от сейсмоотражающего горизонта КВ до кровли мирнинской свиты, а также в повышенных остаточных мощностях верхних частей разреза кимберлитовмещающих образований.

В построениях по горизонту КВ отмечено, что на площади поля вендские терригенные отложения слабо погружаются в северном направлении в диапазоне абсолютных отметок от -1700 до -1860 м, что составляет менее 10 м на 1 км. При этом структурный план горизонта характеризуется весьма сложным строением. В первую очередь, это обусловлено тем, что вся его поверхность рассечена грабенами, выходящими со стороны Ыгыаттинской впадины (рис. 2, б). К наиболее крупному из них относится субширотный Иреляхский грабен. Пересекая практически всю площадь поля, он имеет ширину по днищу до 1–1,5 км, а его углубление на многих отрезках составляет от 200 до 250 м. В южном направлении от Иреляхского грабена отходит серия подобных структур. Их установленная протяженность в пределах поля достигает 25–28 км при ширине по днищу от 0,5 до 1,5 км и углубке до 150–180 м.

Выделенные грабены по горизонту КВ унаследованно отражаются и в структурной поверхности верхней части разреза кимберлитовмещающих образований. Так, в построениях по кровле мирнинской свиты к категории наиболее контрастных из них относится серия субмеридиональных грабенов, отходящих от Иреляхского (см. рис. 2, а). С востока на запад в этой серии выделяются пять основных грабенов — Нижнеиреляхский, Восточный, Центральный, Западный и Буордахский. При этом все они в той или иной мере сопровождаются дайковыми телами долеритов, в том числе и одноименными. Протяженность грабенов составляет до 30 км при ширине по днищу от 1 до 2 км. Углубка их осевых линий по отношению к верхним частям бортов в среднем составляет 80–120 м, достигая на отдельных отрезках 180–200 м. В то же время, по простираанию выделяются фрагменты, где углубка не превышает 40–60 м. Строение грабенов сложное, иногда четковидное, обусловленное чередованием участков расширения и пережимов. К осложняющим

элементам относятся также мелкие и часто менее контрастные ответвления в виде оперяющих грабенов и микрограбенов протяженностью до 4–6 км. Одним из примеров подобных ответвлений является грабен Магнитный мост. Кроме того, в отдельных случаях вблизи основных грабенов выделяются как бы сателлитные, субпараллельные им, хотя и менее контрастные грабены, имеющие соразмерную протяженность, достигающую 10–18 км. Таковы грабен, отождествляемый с общеизвестным Параллельным разломом, а также два подобных грабена, сопровождающие Западный разлом.

Следует отметить, что по простиранию грабенов нередко наблюдаются их коленообразные изгибы со смещениями и разрывами осевых линий. Как правило, смещения происходят в западном направлении. Ответвления в виде мелких грабенов, коленообразные изгибы и разрывы осевых линий происходят на участках, где основные грабены пересекаются северо-западными и субширотными разломами, выделенными независимо по геофизическим данным. Очевидно, что «геофизические разломы» геологически проявлены в виде отдельных тектонических швов, разделяющих блоки с разными физическими свойствами терригенно-карбонатного субстрата. Прогностическое значение подобных северо-западных разрывных нарушений определяется тем, что они трассируются в пределы ближайшего околотрубного пространства практически всех кимберлитовых тел Мирнинского поля.

Проведенные нами прогнозные построения, а также результаты исследований

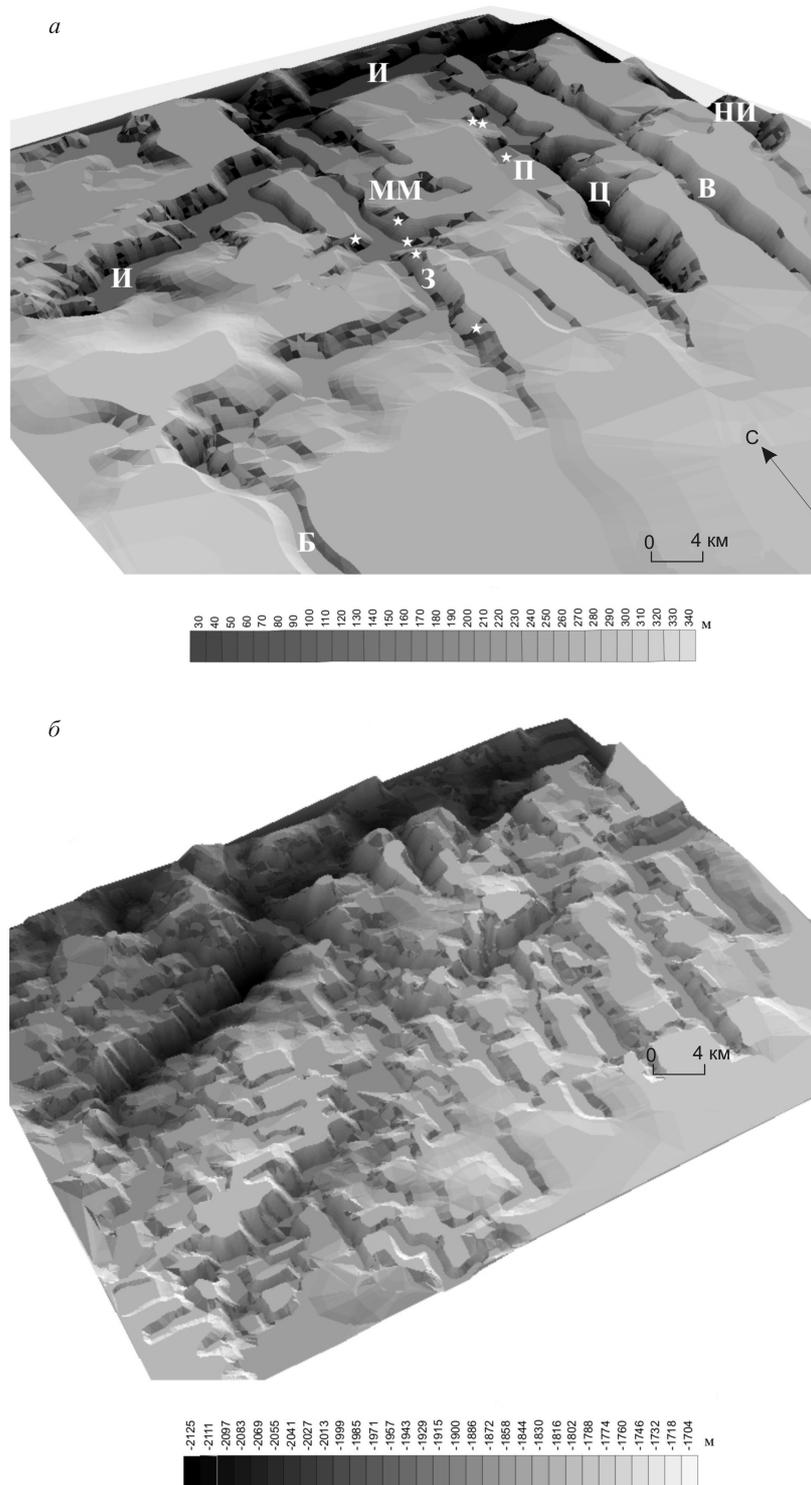


Рис. 2. Объемные модели структуры осадочного чехла Мирнинского кимберлитового поля:

a — по кровле мирнинской свиты (C_2mr); *б* — по кровле вендских терригенных отложений (горизонт КВ); грабены: И — Иреляхский, НИ — Нижнеиреляхский, В — Восточный, З — Западный, Ц — Центральный, П — Параллельный, Б — Буордахский, ММ — Магнитный мост; звездочками показаны проекции кимберлитовых тел

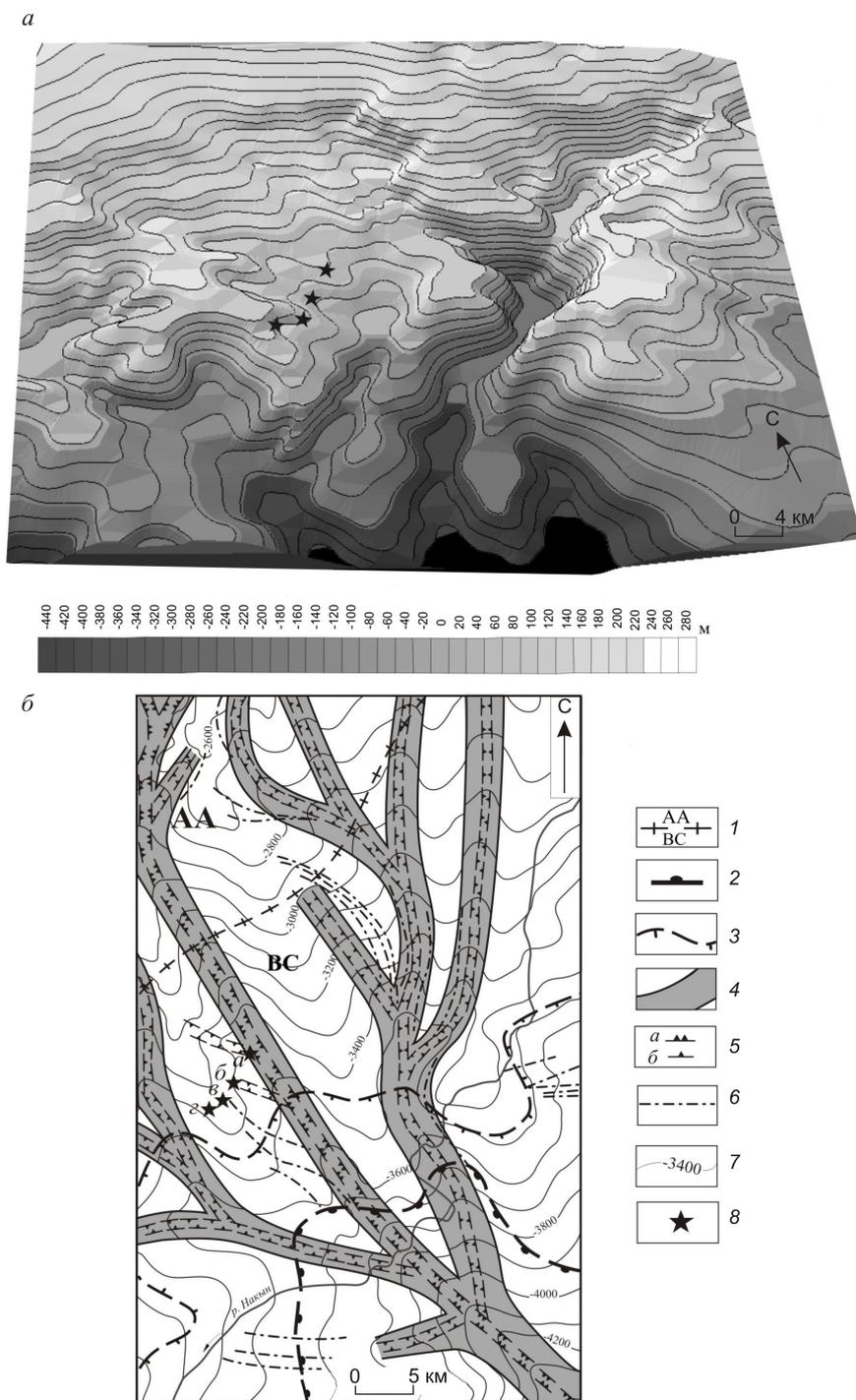


Рис. 3. Структуры осадочного чехла Накынского кимберлитового поля:

a — объемная модель по подошве олдондинской свиты (O_1ol_1); *b* — структурная схема по кровле вендских терригенных отложений (горизонт КВ): 1 — границы структур I порядка; 2 — граница Линденского авлакогена; 3 — граница распространения образований рифейского мегакомплекса; 4 — линейные депрессии; 5 — осевые (центральные) части линейных депрессий (*a* — грабен-синклиналей, *b* — структурных желобов); 6 — осевые линии разломов, выделенных по геолого-геофизическим данным; 7 — изогипсы сейсмоотражающего горизонта КВ, м; 8 — кимберлитовые тела Накынского поля (трубки Нюрбинская (*a*), Ботуобинская (*b*), жилы Мархинская (*в*), Майская (*г*))

структурных особенностей кимберлитовмещающих образований, свидетельствуют о том, что к наиболее значимым структурам поля относятся сложные по строению разломы, основным выражением которых служат субмеридиональные грабены. Желобообразные понижения, связанные с грабенами сложного строения вблизи кимберлитовых тел, отмечались и на ранних этапах изучения структур данного и ниже характеризуемого Алаakit-Мархинского полей [1–3]. Несмотря на то что полученные при этом прогнозные выводы базировались на весьма ограниченном фактическом материале (редкая сеть сейсмопрофилей, единичные структурные скважины с каратажем), они не потеряли актуальности и сегодня.

Накынное кимберлитовое поле Среднемархинского алмазоносного района находится в междуречье рек Накын и Ханья. Территория района в тектоническом плане занимает фрагменты структур I порядка Сибирской платформы. Большая его часть расположена на северо-западном борту Вилуйской синеклизы, которая накладывается на юго-восточный склон Анабарской антеклизы (см. рис. 1). В пределах Накынского поля выявлены две кимберлитовые трубки — Нюрбинская и Ботуобинская, а также две дайки — Майская и Мархинская. Высокие содержания и качество кристаллов алмаза позволяют относить эти кимберлитовые тела к категории уникаль-

ных объектов, имеющих высокий промышленный потенциал. В связи с этим для локализации кимберлитоперспективных участков на территории Среднемархинского района актуально исследование структур Накынского поля и в первую очередь тех из них, которые можно использовать в прогнозных построениях на смежных площадях. Выполненные построения по горизонту КВ показывают, что на изученной территории района можно выделить ряд структурных ступеней, имеющих свои отличительные особенности [7].

Накынское поле расположено в пределах двух структурных ступеней (рис. 3, б). Первая из них, занимающая северо-западную часть поля вплоть до долины р. Ханья, в региональном плане соответствует условной границе Анабарской антеклизы. Относительное погружение ступени определяется абсолютными отметками горизонта КВ от -2600 до -3000 м. В целом она представляет собой моноклираль, плавно погружающуюся к юго-востоку. Перепад абсолютных отметок при этом составляет от 20 до 30 м на 1 км.

Моноклиральное залегание в пределах ступени осложнено отдельными линейными депрессиями, имеющими северо-западную и субмеридиональную ориентировку. По данным исследований сейсмических временных разрезов депрессии имеют ширину до 5–6 км и достаточно крутые склоны. Углубление наиболее протяженных и контрастных структур, определяемых как грабен-синклинали, составляет в среднем 80–100 м, достигая на отдельных участках 150–200 м. Направление осевых линий депрессий согласуется с общим структурным планом. Наряду с грабен-синклиналями, выделяются и более мелкие, пологие линейные депрессии, относимые к структурным желобам. Контрастность их невелика, что подчеркивается перепадом абсолютных отметок, редко превышающим 50–60 м, ширина по материалам сейсмических работ составляет в среднем 1,5–2 км. Одни из них являются боковыми ответвлениями грабен-синклиналей, другие — самостоятельными структурами и открываются к юго-востоку.

Вторая, более низкая, структурная ступень занимает всю центральную и юго-восточную часть Накынского поля, открываясь далеко к югу и юго-востоку в районы Ыгыаттинской впадины. В современном структурном плане она является северо-западным бортом Виллойской синеклизы. В целом ступень на изученной территории представляет собой ту же моноклираль, но гораздо круче погружающуюся в юго-восточном направлении. Перепад абсолютных отметок по горизонту КВ нередко составляет 35–40 м, достигая на отдельных участ-

ках 50–55 м на 1 км, а общий уровень погружения в пределах характеризуемой площади определяется изогипсами от -3000 до -4400 м.

Моноклиральное залегание на рассматриваемой части поля осложняется теми же грабен-синклиналями и их боковыми ответвлениями — структурными желобами, трассируемыми с более высоких уровней. Направление осевых линий этих линейных депрессий также в полной мере отвечает общему структурному плану и ориентировано в основном в юго-восточных румбах, хотя иногда отмечаются фрагменты субширотного и субмеридионального направлений. Ширина депрессий грабен-синклиналей 5–6 км, структурных желобов 3–4 км при перепаде абсолютных отметок соответственно 100–150 и 80–100 м.

При исследовании структурных особенностей верхней части кимберлитовмещающих образований отмечено, что под мезокайнозойскими осадками на эрозионную поверхность нижнего палеозоя в южной части площади выходят ордовикские, а в северной — кембрийские отложения. Проведенные построения показали, что структура северной части площади, в поле выхода кембрийских отложений, характеризуется относительно спокойным моноклиральным падением к югу, в сторону Ыгыаттинской впадины (см. рис. 3, а). Перепад абсолютных отметок здесь не превышает 20–40 м на 1 км, и только вблизи выходов ордовикских отложений выделяется слабоконтрастная структурная ступень с перепадом отметок от 40 до 60 м, реже до 80 м на 1 км. Общий моноклиальный характер структуры этой части площади осложнен малоамплитудными линейными депрессиями, имеющими довольно пологие борта и ширину до 2–3 км. Углубка их осевых частей не превышает 40–60 м. Положение осевых линий депрессий подчиняется общему структурному плану, а ориентировка отвечает южным и юго-восточным румбам.

В поле выхода на эрозионную поверхность нижнего палеозоя ордовикских отложений структура также представляет собой моноклираль, погружающуюся к юго-востоку. Общий перепад абсолютных отметок подошвы ордовикских пород от 220 до 420 м или 20–40 м на 1 км. Однако большая часть моноклинали расчленена довольно многочисленными и весьма контрастными грабенами. Эти линейные структуры характеризуются и более крутыми бортами с перепадом отметок от 40–80 до 160–180 м. Ширина их различна и составляет от 1 до 3 км. Многие из них подчиняются общему структурному плану и открываются в сторону наиболее погруженной части Виллойской синеклизы. В то же время, отдельные и, как правило, наиболее

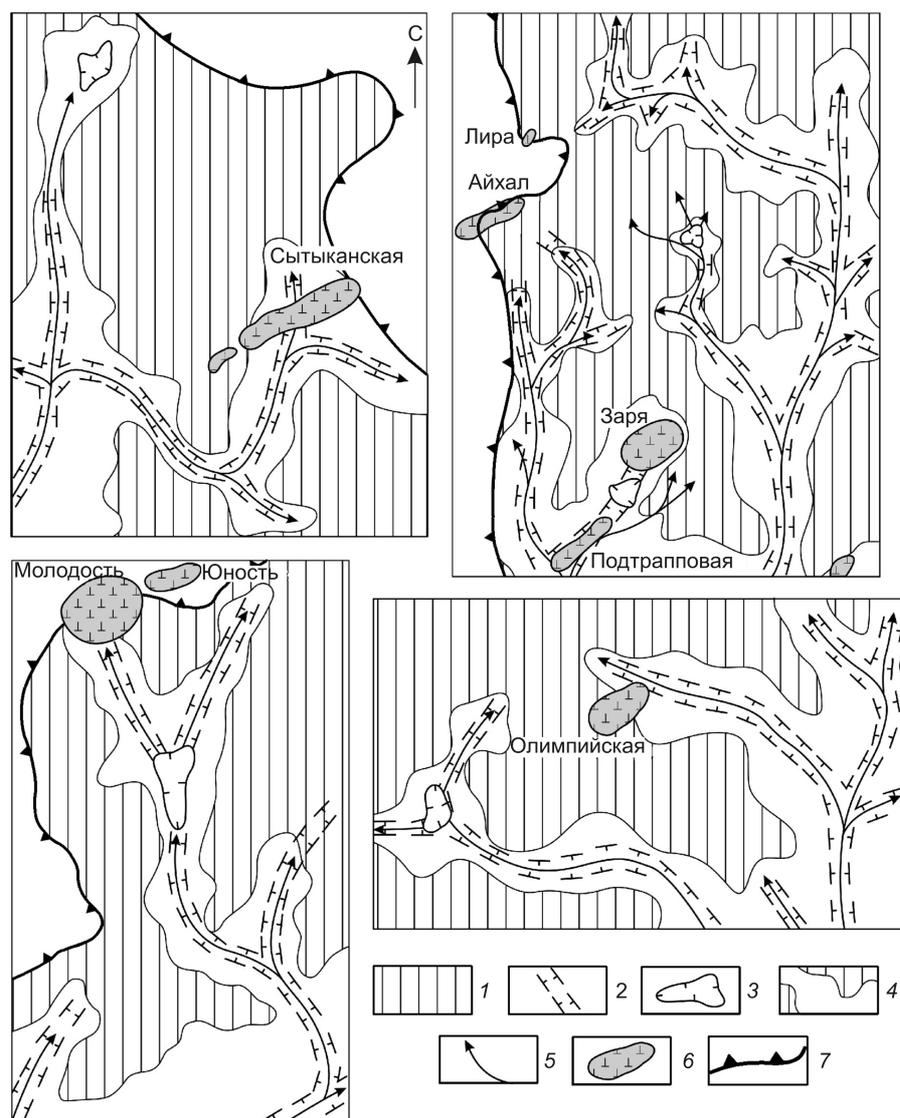


Рис. 4. Структуры околотрубных пространств отдельных тел Алакит-Мархинского кимберлитового поля:

1 — положительные структуры; 2 — осевые части линейных депрессий; 3 — воронкообразные депрессии в погребенном рельефе карбонатного цоколя; 4 — участки развития валлообразных интрузий долеритов; 5 — направления движения магматического расплава; 6 — кимберлитовые тела и их названия; 7 — граница открытого карбонатного поля

контрастные части грабенов имеют четкую юго-западную ориентировку и отвечают направлению главных тектонических нарушений осевой части Вилуйско-Мархинской зоны разломов [8].

Подчеркнем, что известные кимберлитовые тела Накынского поля пространственно приурочены к участкам выклинивания четырех сближенных и не протяженных линейных депрессий северо-западной ориентировки. В свою очередь, эти четыре депрессии являются боковыми ответвлениями от более протяженного и контрастно выраженного грабена,

имеющего север-северо-восточную ориентировку.

Алакит-Мархинское кимберлитовое поле Далдыно-Алакитского алмазоносного района расположено в бассейне верхнего течения р. Марха. В тектоническом отношении оно приурочено к зоне сочленения Анабарской антеклизы с Тунгусской синеклизой (см. рис. 1). В этом поле известно >60 кимберлитовых тел, шесть из которых — промышленные месторождения.

В структурном плане по подошве силурийских отложений Алакит-Мархинское поле представляет собой моноклинал, погружающуюся на юго-запад в сторону Тунгусской синеклизы. Моноклиналиное залегание нижнепалеозойских осадочных пород осложнено линейными главным образом отрицательными структурами [2]. Положительные структуры нередко совпадают с участками развития пород трапповой формации и имеют в основном инъективную природу.

На площади поля широко распространены грабенообразные линейные депрессии, выделяемые в ранге структурных желобов. Они отражаются как на уровне морфоструктурного плана карбонатного плотика, так и на более глубоких (подошва силура) горизонтах. Протяженность желобов составляет первые десятки километров при ширине до 2–4 км (рис. 4). В рельефе карбонатного цоколя структурные желоба контролируют положение тальвегов позднепалеозойской гидросети и субизометричных воронкообразных западин, многие из которых закартированы в ближайших около-

трубочных пространствах известных диатрем. Как и линейные эрозионные понижения (талвеги), они относятся к морфоструктурным факторам прогнозирования [5]. В бронирующем комплексе базитовых образований основные объемы интрузивных массивов сосредоточены в пределах именно таких эрозионно-структурных линейных депрессий в форме изогнуто-вытянутых валобразных тел. Это, в свою очередь, является выражением косвенных магматических предпосылок, унаследованно подчеркивающих потенциально кимберлитоконтролирующие структуры [4]. Прогностическое значение этих структур определяется тем, что на участках их выклинивания, а также в пределах их коротких боковых ответвлений расположены большинство известных кимберлитовых тел.

Далдынское кимберлитовое поле также входит в состав Далдино-Алакитского алмазоносного района и располагается в верхнем течении р. Далдын. В региональном тектоническом плане оно локализовано на юго-западном склоне Анабарской антеклизы (см. рис. 1). В пределах поля открыты 61 трубка, шесть обособленных жил и три дайки. Среди всей совокупности кимберлитовых тел поля к категории промышленных месторождений относятся трубки Удачная и Зарница, разработка которых продолжается. К категории резервного месторождения отнесена трубка Дальняя, в пределах которой установлены отдельные блоки с повышенной алмазностью.

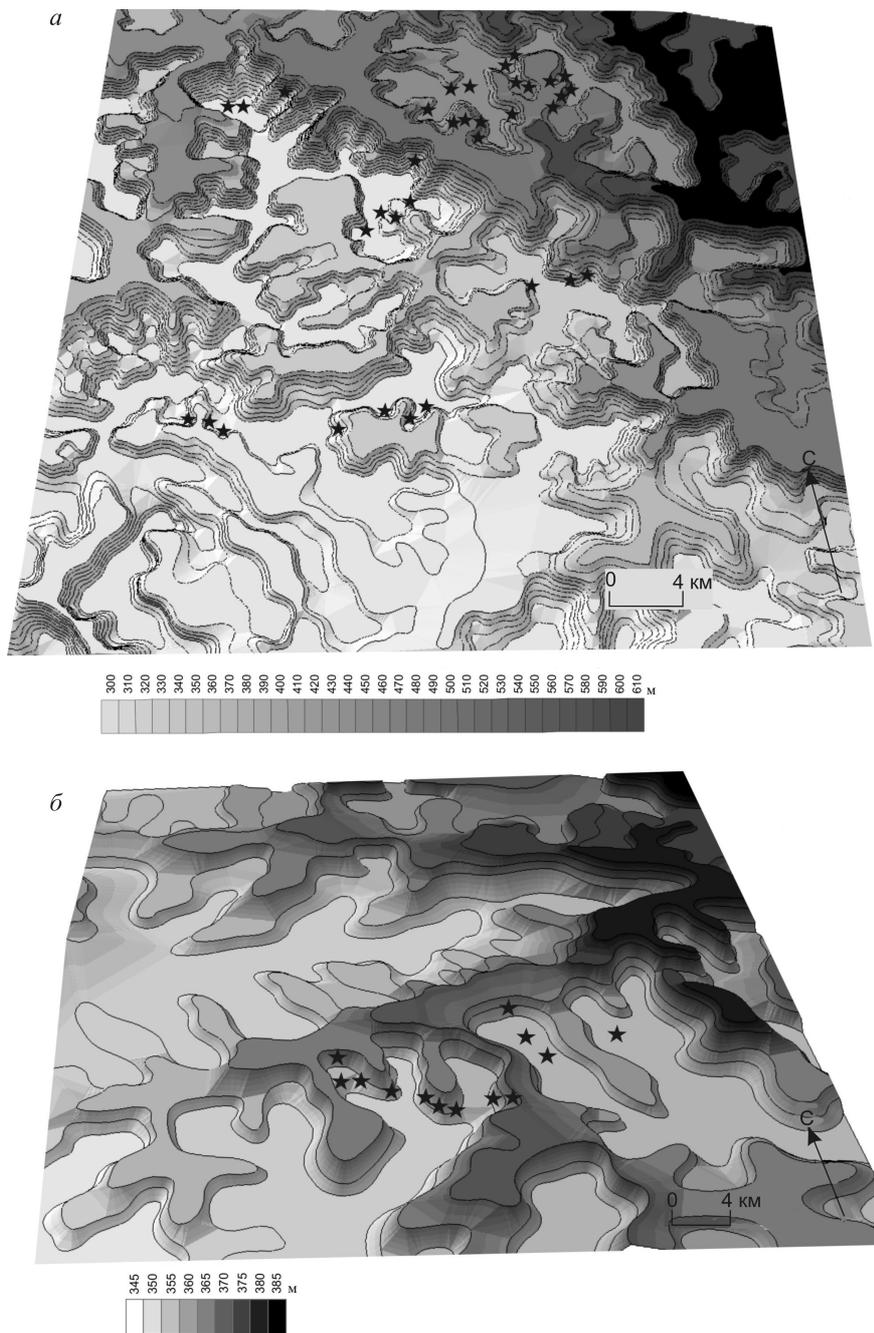


Рис. 5. Объемные модели структур осадочного чехла:

a — Далдынское кимберлитовое поле (по подошве олдондинской свиты, O_1ol_1); *б* — Верхнемунское кимберлитовое поле (по кровле мархинской свиты, E_3mrh); звездочки — проекции кимберлитовых тел

Особенности тектонического строения Далдынского поля анализировались по структурной карте, построенной по подошве олдондинской свиты (рис. 5, *a*). Показано, что территория поля располагается в пределах двух структурных ступеней, граница между которыми приурочена к северо-западному отрезку р. Далдын. На площади наи-

более возвышенной северной части поля абсолютные отметки нижнеордовикских отложений укладываются в диапазон от 530 до 610 м. В южной части поля колебание этих отметок составляют от 300 до 530 м. В целом данная ступенчато-моноклиальная структурная поверхность в значительной мере осложнена грабенообразными депрессиями с различной контрастностью и углубкой. Наименее контрастные линейные структуры этого типа развиты в северной части поля. При ширине до 1,5 км они имеют, как правило, пологие борта, а их углубка по днищу составляет не более 20–30 м и лишь изредка достигает 40–60 м. На юге поля у грабенов более крутые борта, углубка до 60–100 м при ширине по днищу от 1,2 до 1,8 км.

Минерагеническое значение картируемых грабенов на площади Далдынского поля выражается в том, что все известные здесь кимберлитовые тела располагаются только в пределах этих линейных структур.

Верхнемунское кимберлитовое поле Мунского алмазоносного района занимает небольшую полностью открытую площадь на правом берегу р. Улах-Муна. В региональном плане оно находится в пределах южного склона Анабарской антеклизы (см. рис. 1). На территории поля открыты 16 кимберлитовых трубок и четыре дайки. Трубки Заполярная, Деймос, Комсомольская-Магнитная и Новинка имеют статус промышленных месторождений.

Локальные структуры поля, установленные по подошве мархинской свиты, представлены разноплановыми линейными депрессиями, отвечающими категории структурных желобов север–северо-западной и субмеридиональной ориентировки. Их ширина по днищу от 1–1,5 до 2,5 км, а углубление не превышает 15–20 м (см. рис. 5, б). Минерагеническая роль желобов определяется тем, что все кимберлитовые тела поля приурочены к участкам их торцевого выклинивания.

Выполненные построения свидетельствуют о том, что основными структурными элементами осадочного чехла в пределах изученных кимберлитовых полей являются грабенообразные линейные депрессии. Оценка роли грабенов и структурных желобов как магмопроводящих структур для эксплозивных образований показывает, что они занимают крайнее положение в иерархическом ряду рифтогенных структур, входящих в зоны динамического влияния древних авлакогенов — Патомско-Виллюйского (Мирнинское и Накынское поля) и Катанго-Котуйского (Алакит-Мархинское, Далдынское и Верхнемунское поля). Установленная приуроченность известных кимберлитовых тел к гра-

бенам и участкам их торцевого выклинивания говорит о том, что они служили своеобразными магмаводами, по которым происходила латеральная доставка кимберлитового расплава от главных рифтовых долин этих авлакогенов к районам его локализации в виде конкретных кимберлитовых полей. Таким образом, необходим учет выявленных структур при прогнозировании как промежуточных объектов поисков в ранге узколокальных высокоперспективных участков, так и непосредственно коренных источников алмазов. Выделение и трассирование подобных грабенообразных депрессий позволит также оптимизировать затраты алмазопроисковых работ на перспективных территориях.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ваганов В.И. Алмазные месторождения России и мира (основы прогнозирования). – М.: Геоинформмарк, 2000.
2. Варламов В.А. Структуры кимберлитовых полей как разновидность вулканических построек центрального типа // Тр. ЦНИГРИ. 1989. Вып. 237. С. 16–25.
3. Взрывные кольцевые структуры щитов и платформ / В.И.Ваганов, П.Ф.Иванкин, П.Н.Кропоткин и др. – М.: Недра, 1985.
4. Коробков И.Г., Борис Е.И., Бондарев Н.Г. Использование морфоструктурных особенностей палеорельефа и интрузий базитов при прогнозировании кимберлитов (Западная Якутия) // Тез. докл. VI Восточно-Сибирского петрографического совещания. – Иркутск, 1997. С. 91–92.
5. Коробков И.Г. Геология и фации верхнепалеозойских отложений алмазоносных районов на востоке Тунгусской синеклизы / Под ред. В.В.Гавриленко. – С-Пб.: С-Пб. ун-т, 2006.
6. Коробков И.Г., Вафин Т.Р. Структуры кимберлитовых полей как фактор локального прогноза коренной алмазности // Геодинамика, магматизм и минерагения континентальных окраин севера Пацифики. Магадан, 2003. Т. 3. С. 213–215.
7. Коробков И.Г., Евстратов А.А., Коробкова А.И. Структурно-тектоническое строение Накынского кимберлитового поля (Западная Якутия) // Вестн. С.-Пб. ун-та. Сер. 7. 2010. Вып. 4. С. 47–57.
8. Коробков И.Г., Кондратьев А.А., Шахурдина Н.К. Структуры осадочного чехла Накынского кимберлитового поля // Геологические аспекты минерально-сырьевой базы акционерной компании «АЛРОСА»: современное состояние, перспективы, решения. Мирный, 2003. С. 135–140.
9. Шахурдина Н.К., Коробков И.Г. Структуры осадочного чехла Мирнинского кимберлитового поля // Мат-лы региональной научно-практической конференции, посвященной 55-летию инженерного образования в Республике Саха (Якутия), 30 марта 2011 г. Якутск, 2011. С. 120–124.

УДК 552.321.6+553.46

© Д.Е.Савельев, В.Б.Федосеев, 2011

СЕГРЕГАЦИОННЫЙ МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ ТЕЛ ХРОМИТИТОВ В УЛЬТРАБАЗИТАХ СКЛАДЧАТЫХ ПОЯСОВ

Д.Е.Савельев (ИГ УНЦ РАН), В.Б.Федосеев (ННГУ)

Ультрабазиты складчатых поясов обнаруживают многочисленные признаки высокотемпературной деформации, сопровождавшейся дифференциацией вещества в твердом состоянии. В условиях тектонического течения наиболее мобильными являются агрегаты оливина, формирующие «слои» рудовмещающих дунитов. В статье предложена физическая модель твердофазного перераспределения (сегрегации) вещества мантийных ультрабазитов и образования тел хромититов.

Ключевые слова: офиолитовые ультрабазиты, хромититы, твердофазное перераспределение вещества, сегрегация, дисперсная система.

Савельев Дмитрий Евгеньевич, savl71@mail.ru, Федосеев Виктор Борисович, fedoseev@phys.unn.ru

THE SEGREGATION MECHANISM OF FORMATION OF BODIES CHROMITITE IN THE ULTRAMAFIC ROCKS OF FOLDBELTS

D.E.Saveliev, V.B.Fedoseev

The ultramafic bodies of foldbelts reveal numerous signs of high-temperature deformation, accompanied by a differentiation of substance. In conditions of tectonic flow the most mobile are aggregates of olivine, forming «layers» of ore-bearing dunite. A physical model of solid redistribution (segregation) of mantle ultramafic substance and formation of chromitite bodies is suggested.

Key words: ultramafic rock of ophiolite association, chromitite, solid redistribution of substance, segregation, dispersion.

В настоящее время отсутствует единая концепция генезиса хромитовых концентраций в офиолитовых ультрабазитах, которая непротиворечиво объясняла бы все наблюдаемые в природе закономерности их строения. Магматическая гипотеза не может объяснить эпигенетичность рудоносной дунит-хромитовой ассоциации по отношению к гарцбургитам. При метасоматическом подходе с акцентом на эпигенетичность рудоносной ассоциации не были обоснованы механизмы миграции инертного хрома в бедных флюидами мантийных породах. Ни одна из существующих гипотез не объясняет, каким образом происходит концентрирование хрома в дунитах, в 10–100 раз превосходящее аксессуарные значения (0,5%). Масштабы данного процесса в пределах небольших блоков могут варьировать в весьма широком диапазоне — от сегрегаций вкрапленного хромита массой в несколько граммов до уникальных тел с запасами до 200 млн. т.

Ведущая роль тектонического течения, синхронного с вещественными преобразованиями ультрабазитов, неоднократно подчеркивалась многими исследователями [1, 3, 10, 14]. Одна из причин этого — соответствие петроструктурных диаграмм породообразующих минералов природных объектов таковым деформированных пород в условиях эксперимента [17, 23 и др.]. Основными механизмами пластической деформации ультрабазитов являются внутризерновое трансляционное сколь-

жение, вращение зерен и синтетектоническая рекристаллизация. Установлено, что на ранних стадиях процесса преобладало высокотемпературное послойное вязко-пластическое течение ультрабазитов с образованием дунит-гарцбургитовой полосчатости [14]. Постепенный подъем мантийных масс способствовал наложению на первичные линейно-плоскостные текстуры относительно низкотемпературных деформаций, приводящих к формированию крупных дунитовых обособлений, обрамленных сетью маломощных дунитовых жил, среди полосчатых гарцбургитов.

Ранее нами была предложена реститово-метаморфогенная гипотеза [8, 9], предполагающая, что образование хромититовых концентраций в офиолитах происходило при твердофазной сегрегации, синхронной с пластическим течением ультрабазитов. В настоящей статье приведена физическая модель данного процесса.

Главными породообразующими минералами ультрабазитов офиолитовой ассоциации являются магнезиальные оливин и ортопироксен, поэтому именно их поведением при кристаллизации и пластической деформации определяются особенности строения массивов. В офиолитах отсутствуют кумулятивные структуры, характерные для расслоенных хромитоносных интрузий, но повсеместно развиты деформационные. Вместо магматической (фазовой и скрытой) расслоенности повсеместно наб-

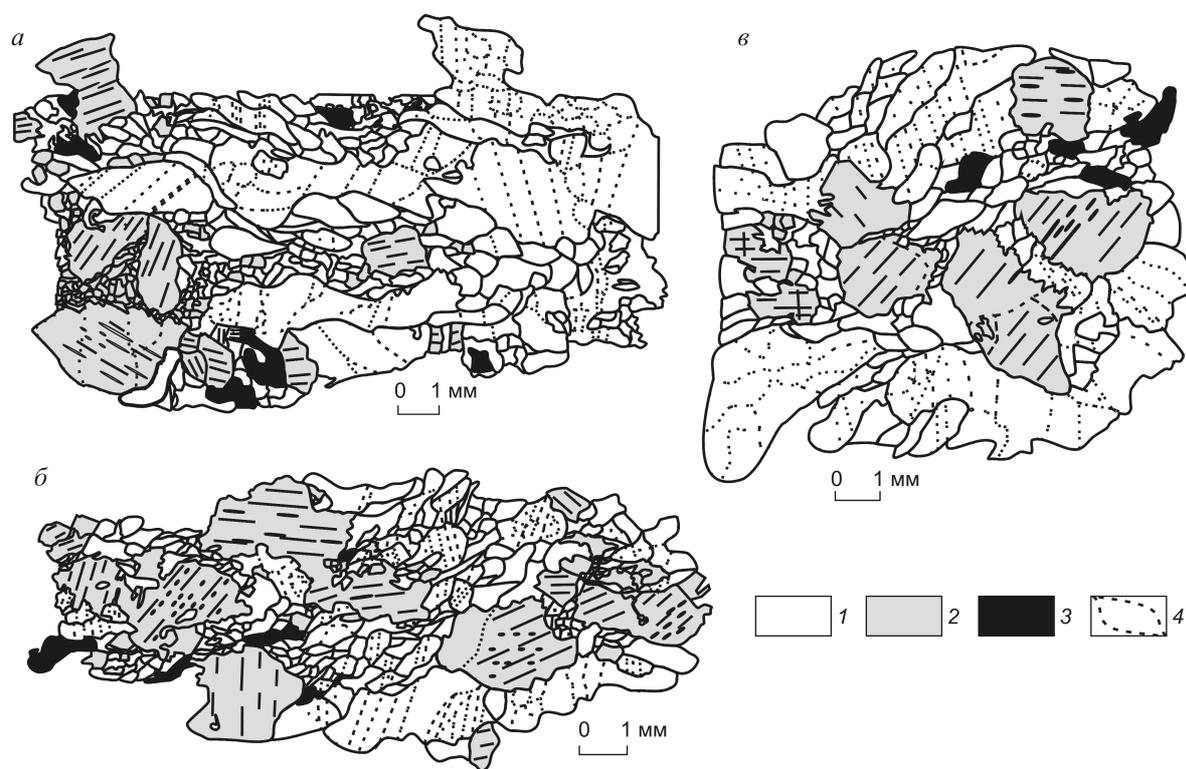


Рис. 1. Особенности внутреннего строения перидотитов массива Крака, Южный Урал:

а — трещины, разделяющие разорванные и повернутые друг относительно друга зерна ортопироксена; *б* — агрегативная полосчатость в клинопироксене с обособлением цепочек пироксенов и хромшпинелидов; *в* — поперечные трещины отрыва в крупных первичных зернах ортопироксена; 1 — оливин; 2 — ортопироксен; 3 — хромшпинелид; 4 — границы блоков в зернах оливина

людается сегрегационная полосчатость, обусловленная чередованием слоев пород с различными соотношениями оливина и ортопироксена. В пределах массивов отмечаются относительно изотропные участки, сложенные шпинелевыми перидотитами, которые по периферии переходят в дунит-гарцбургитовые комплексы линейно-плоскостного строения. Для последних характерно развитие минеральной сланцеватости и линейности.

Ранее считалось, что относительная пластичность и хрупкость в паре форстерит–энстатит не могут быть однозначно предсказаны [14]. Однако многочисленные экспериментальные исследования последних лет показали, что в широком диапазоне *PT*-ε условий вязкость агрегатов энстатита примерно на 25% выше, чем форстерита [20]. Было также показано, что для оливина характерно явление гидrolитического ослабления в присутствии весьма незначительных количеств H_2O [21].

Важную информацию о реологическом поведении главных породообразующих минералов при пластической деформации пород в условиях верхней мантии несут структуры природных ультраба-

зитов. Многими исследователями отмечались «реакционные взаимоотношения» между оливином и ортопироксеном [4, 6]. В зависимости от «метасоматических» или магматических воззрений на генезис гипербазитов, они считались признаками оливинизации пироксенитов (перидотитов) или связывались с более поздней кристаллизацией оливина совместно с хромшпинелидами из остаточного расплава в прототектонических трещинах.

Следует отметить, что структуры внедрения оливина в ортопироксен широко распространены, при этом в перидотитах не устанавливается признаков флюидной проработки и комплементарных по отношению к оливину продуктов плавления ортопироксена. В то же время, форма зерен оливина и пироксена напоминает типичные формы различного разрушения при деформировании пород.

Одним из первых на меньшую вязкость оливина по сравнению с энстатитом в процессе деформации мантийных ультрабазитов указал А.Николя с соавторами [22] при описании альпийских массивов. В данной работе показано, что при одних и тех же условиях деформирования в зернах оливина

происходит трансляционное скольжение в направлении смещения, а в зернах ортопироксена наблюдается разрыв и поэтому линейность последнего часто ориентирована перпендикулярно к направлению пластического течения.

Аналогичные соотношения между порообразующими минералами ультрабазитов нередки и на массивах Южного Урала. Ортопироксен во всех случаях испытывает хрупкую деформацию. В первичных крупных зернах образуются поперечные трещины отрыва с занозистыми краями, параллельными друг другу (рис. 1, *в*), или серия трещин, направленных под углом к спайности и ламеллям диопсида. Иногда отмечается постепенное увеличение размеров трещин, разделяющих части разорванных зерен, с одновременным их поворотом относительно друг друга (см. рис. 1, *а*). Во всех описанных случаях вдоль трещин происходит внедрение оливина.

В мономинеральных (оливиновых) участках перидотитов и дунитах оливин обычно образует агрегаты сильно удлинённых и уплощённых зерен, ориентированных в одном направлении. Торцовые окончания их сходятся примерно под углом 45° , образуются многочисленные полосы сброса, что указывает на пластический характер деформации минерала. Хорошо видна агрегативная полосчатость в лерцолите с обособлением цепочек пироксенов и хромшпинелидов (см. рис. 1, *б*); в оливине наблюдается развитая фрагментированная структура.

В ходе совместной пластической деформации оливина и ортопироксена и вследствие различия их реологических свойств в гарцбургите формируется неравномерно-зернистая структура, обусловленная наличием относительно крупных порфириобласт ортопироксена (1–6 мм) и более мелкозернистой массы оливина, состоящей из разнозернистых агрегатов зерен размером от 0,1 до 1 мм.

Хромититовые скопления в массивах офиолитовых (альпинотипных) гипербазитов всегда связаны с дунитами. В рудных полях с преобладанием перидотитов рудные тела всегда отделяются от последних дунитовой оторочкой различной мощности. Это так называемые дунитовые оболочки или конверты (*envelopes*) [19]. Объемные соотношения хромитит – дунит сильно варьируют, обычно мелкозернистые бедновкрапленные руды размещаются в мощных дунитовых телах, а средне- и крупнозернистые густовкрапленные и массивные руды отделяются от перидотитов тонкой оторочкой.

В массивах лерцолитового типа преобладают мелкие ленточные и таблитчатые часто параллельные, пространственно сближенные тела полосчатых и бедновкрапленных руд. Реже встречаются

мелкие месторождения густовкрапленных и массивных руд, представленные одиночными линзами. Залегание структурных элементов в рудных телах согласно с залеганием таковых во вмещающих дунитах и перидотитах. С ростом степени истощения ультрабазитов легкоплавкими компонентами в целом возрастает хромитонность массивов, наряду с залежами линейно-плоскостной морфологии, появляются стручковидные (*podiform*), линзовидные тела, залегающие по отношению к структурным элементам вмещающих пород субсогласно или discordантно. Наиболее крупные залежи представлены комбинацией сближенных пологозалегающих линз и субвертикальных жил в дунитовой оболочке. Залегание маломощных субвертикальных жил обычно согласное с дунит-гарцбургитовой полосчатостью, а мощных пологозалегающих линз — резко discordантное.

Для понимания процессов рудогенеза в мантийных перидотитах важно рассмотреть реологические соотношения в ассоциации оливин – хромшпинелид. Исходя из физических свойств данных минералов, можно предположить, что высокохромистый шпинелид будет значительно более упругим по сравнению с форстеритом. Действительно, подобные соотношения между минералами отмечаются в большинстве случаев. Известны наблюдения выжимания оливиновых агрегатов из интерстиций во вкрапленных рудах; роста компетентности слоев дунита при повышении содержания хромшпинелида, что выражается в их будинировании в безрудном дуните; трещин растяжения и скалывания в рудных слоях и внедрения по ним дунита из соседних слоев (так называемые интратрудные дайки дунитов).

При обтекаемой форме зерен (рис. 2, *а*) образуются простые текстуры (полосчатая, ленточная) с минимальными осложнениями в виде петельчатых обособлений силикатного материала, мелких складок, глобулярных сгущений, а также сгущений, поперечных к общему структурному плану (см. рис. 2, *д*, *е*). В случае более сложной морфологии минеральных агрегатов наблюдается их вращение (см. рис. 2, *б*), что приводит к появлению разнообразных текстурных типов руд (артеритовые, пятнистые). Увеличение густоты вкрапленности происходит путем отжимания податливого оливина из интерстиций (см. рис. 2, *в*, *г*). Во многих случаях фиксируется рост размеров зерен хромшпинелидов одновременно с ростом густоты вкрапленности.

Петельчатые руды чаще всего сложены мелкозернистым хромшпинелидом, а оливин, образующий ядра между петлями, более крупнозернистый. При усилении стресса крупные зерна оливина фрагментируются, а мелкие хромшпинелиды проникают

в силикатные ядра, текстура постепенно из петельчатой переходит в однородную густовкрапленную. Деформация прослоев вкрапленных руд иногда ведет к сопряженным явлениям будинажа и местного обогащения будин рудным веществом. Ослабленные зоны заполняются менее вязким безрудным дунитом, а вблизи их контактов формируется зона обогащения, сложенная более густовкрапленным хромитом, чем в первичном теле.

Как известно, для накопления какого-либо элемента в определенном участке геосферы необходимы два условия: наличие минералов-носителей данного элемента и механизма их концентрирования. Для выполнения первого условия необходимо наличие дополнительных количеств высокохромистых шпинелидов, так как в мантийных перидотитах в акцессорных количествах (до 5%) присутствует шпинель с содержанием Cr_2O_3 от 10 до 40%, а рудообразующие хромшпинелиды из офиолитов обычно содержат его в количестве 40–65%. Были предложены несколько вариантов получения хрома при «удалении» из мантийного субстрата пироксенов, которые содержат от 0,5 до 2% Cr_2O_3 , в то время как оливин — всего 0,0%. Большинство исследователей предполагают, что выделение хрома происходило при частичном плавлении лерцолитов или при растворении пироксенов при реакции расплав – рестит. Механизм метаморфического перераспределения рудных элементов с последующим выделением в виде самостоятельных фаз рассмотрен в работах В.А.Кутолина [5] и П.Я.Яроша [15].

Вне зависимости от механизма образования будущих рудообразующих минералов в породе они

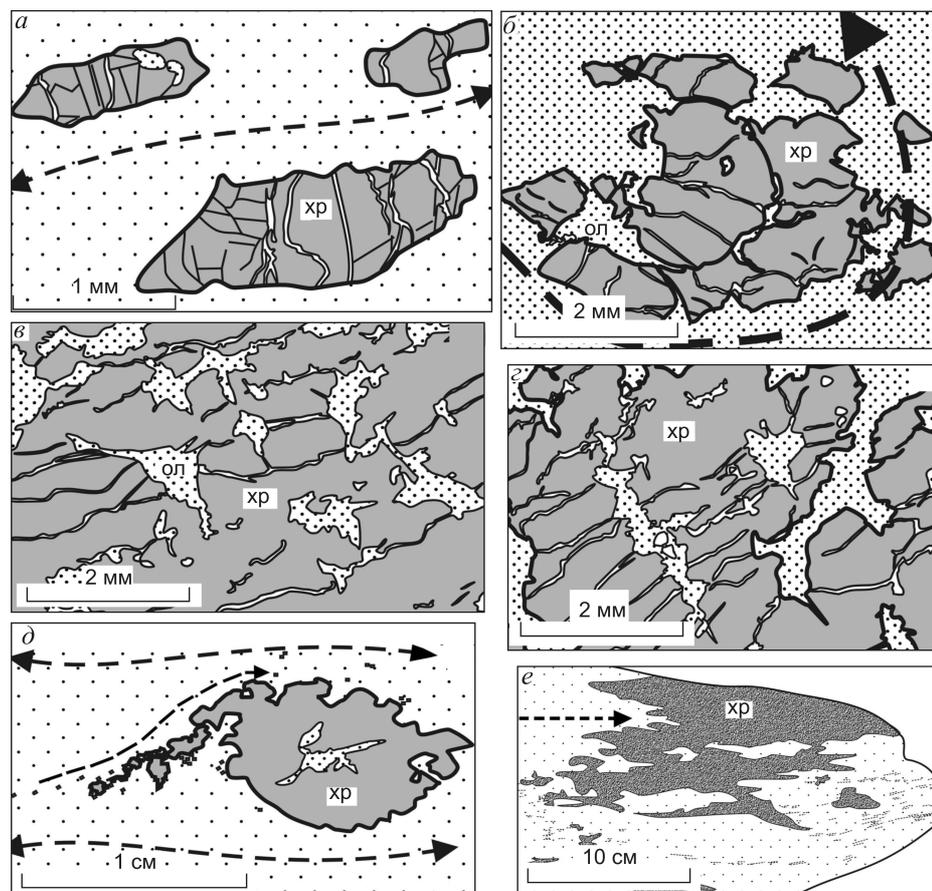


Рис. 2. Структурные особенности хромититов из офиолитовых ультрабазитов (а–е):

стрелками показаны генеральное направление течения пород (полосчатости) и локальные перемещения зерен и их фрагментов; хр — хромшпинелиды, основная масса — оливин

должны находиться в рассеянном состоянии, так как ни в модели частичного плавления, ни в реакционно-магматических гипотезах не рассматривается кинематика процесса перемещения компонентов смесей, которые представлены мантийными перидотитами и дунитами. В метасоматических моделях также отсутствует физическое описание процесса миграции хрома в растворе, его растворения и отложения на геохимических барьерах. Вместе с тем, закономерности строения ультрабазитов складчатых поясов и связанных с ними линейно-плоскостных тел хромититов позволяют указать на твердофазное перераспределение вещества (сегрегацию) при пластическом течении как на ведущий механизм концентрирования хромитов.

Пространственно-неоднородная структура материала образуется под действием внешних полей, таких как гравитационное, гидродинамическое, неоднородность гидростатического давления или температур, сейсмическое. Они создают асимметрию системы, способную стать причиной воз-

никновения вибрационных сил — эффективного фактора перемещения и перераспределения вещества в неоднородных средах [2]. Согласно работе Б.М.Чикова [12], в областях современного рифтогенеза отмечается до 50–60 сейсмических «ударов» в сутки, что позволяет говорить о вибрационном характере деформации литосферы при рифтогенезе. В колеблющейся дисперсной среде глубинных геосфер реализуются эффекты направленного массопереноса и виброреологические, ускоряющие процессы ползучести (виброползучесть) и виброрелаксации [2, 13].

Вещество верхней мантии под стабильным регионом находится в состоянии динамического равновесия. При зарождении рифтогенной структуры в вышележащих хрупких породах коры появляются зоны трещиноватости, ниже границы Мохо материал испытывает вязко-пластическое течение [7], при котором также возникают неоднородности в распределении материала.

Результаты экспериментальных исследований по деформации геоматериалов в условиях обжатия – стресс показали реальность процесса структурирования дисперсных сред, представленных метаморфическими породами [13]. В частности, при деформации гранитного катаклазита наблюдалось образование симметричной структуры, обусловленной наличием осевой зоны стеклования (частично расплавленный материал), окруженной цилиндрическими зонами сепарационной полосчатости с избирательной концентрацией в них зерен минералов различного состава и размерности [13].

Мантйные ультрабазиты повсеместно обнаруживают признаки пластического течения, причем в качестве структурных элементов деформации при высокой температуре ($T/T_{пл}=0,5-0,8$) выступают отдельные зерна минералов и их фрагменты. Это позволяет рассматривать данные породы как *дисперсную систему*, дисперсионной средой в которой является магнезиальный оливин (70–99%), а дисперсной фазой — магнезиальный ромбический пироксен (0–30%) и хромшпинелид (0–5%). Пористость ультрабазитов верхней мантии стремится к нулю, в этом случае применимо условие неразрывности среды.

Ролью моноклинного пироксена и плагиоклаза при рассмотрении процессов рудообразования можно пренебречь, поскольку они встречаются довольно редко в аксессуарных количествах (0–5%). Напротив, роль хромита повышается в рудоносных дунит-гарцбургитовых комплексах (до 50–80%). Как правило, «элементарные» скопления хромита представлены ленточными агрегатами рассеянного рудного вещества (20–50% зерен хромита) в моно-

минеральных слоях дунита среди полосчатых гарцбургитов и дунит-гарцбургитов.

В работе [11] предложен способ описания стратифицированных состояний, возникающих в многокомпонентной полидисперсной системе в условиях различных стационарных внешних полей (гравитационного, акустического, упругих напряжений). Движущая сила процессов перераспределения частиц — стремление системы к минимуму термодинамического потенциала. Критерием достижения состояния термодинамического равновесия в условиях стационарного внешнего поля является инвариантность механохимических потенциалов компонентов внутри равновесной системы. Механохимический потенциал определен как сумма локальных значений химического потенциала $\mu(x, y, z)$ и потенциальной энергии $u(x, y, z)$ компонента K [12, 16]. Положение дисперсных частиц в системе определяется их индивидуальными свойствами (масса, плотность, модуль упругости, размер) и геометрической конфигурацией поля (однородное, центрально-симметричное, распределенное и др.).

Для систем, находящихся в однородном гравитационном поле со стационарным вибрационным воздействием (однородное *сейсмическое* поле), меняющимся по вертикали, критерий термодинамического равновесия можно представить в виде:

$$\Pi_i = \mu_i^0 + \rho_i V_i \left(gh + \frac{\langle v(h)^2 \rangle}{2} \right) + p(h) V_i + \theta \ln(n_i(h)) = const, \quad (1)$$

где g — ускорение свободного падения; ρ_i , V_i — плотность и удельный (на моль или на одну частицу) объем компонентов; $n_i(h)$ — доля частиц типа i ; $p(h)$ — гидростатическое давление; $\langle v(h)^2 \rangle$ — средний квадрат скорости колебания среды на высоте h ; μ_i^0 — стандартный химический потенциал компонента (далее в составе константы). Величина $\theta = RT$, если использованы мольные характеристики компонентов, и $\theta = kT$ — если индивидуальные. Считаем, что в неразрывной и несжимаемой среде частицы перемещаются с такой же скоростью, как дисперсионная среда.

Для системы со стационарным пластическим течением в однородном гравитационном поле критерий равновесия имеет похожий вид:

$$\rho_i V_i \left(gz + \frac{v(x, y, z)^2}{2} \right) + p(x, y, z) V_i + \theta \ln(n_i(x, y, z)) = const, \quad (2)$$

где координата z эквивалентна высоте h ; $v(x, y, z)$ — скорость течения. Для однокомпонентной системы $n_i \equiv 1$ выражение (2) является аналогом уравнения Бернулли.

На основе выражений (1)–(2) можно получить качественные закономерности поведения дисперс-

ных частиц при внешнем силовом воздействии на дисперсную систему [11, 18] и описать случай перераспределения вещества в условиях суперпозиции пластического течения породы и вибрационного воздействия. Согласно выражению (2), распределение дисперсной фазы во внешнем поле определяется плотностью ρ_i , объемом частиц V_i , интенсивностью внешнего воздействия g , $v(x, y, z)$ или $\langle v^2(h)^2 \rangle$. Они же определяют величину и распределение гидростатического давления.

Соответственно для гипсометрического распределения дисперсных частиц в акустическом (источник вибрации расположен выше или ниже рассматриваемой системы) и гравитационном полях из выражения (1) имеем:

$$n_i(h) = n_i(h^*) \exp \left[-\frac{M_i g \Delta h}{\theta} \left(1 - \frac{\rho_0}{\rho_i} \right) \left(1 - \frac{\langle v(h^*)^2 \rangle - \langle v(h)^2 \rangle}{2gh} \right) \right], \quad (3)$$

где $\Delta h = h^* - h$; h^* — «нулевой» уровень, относительно которого построено распределение. Тривиальный выбор $h^* = 0$ (поверхность) чаще всего неудобен, так как рассматриваемые породы могут существенно отличаться по составу от залегающих выше. Поэтому в качестве h^* имеет смысл выбирать уровень с максимальным распределением рассматриваемого компонента [11] в пределах изучаемого блока ультрабазитов.

Для объемного распределения в пластическом потоке тем же путем из выражения (2) получим:

$$n_i(r) = n_i(r^*) \exp \left[-\frac{M_i}{\theta} \left(1 - \frac{\rho_0}{\rho_i} \right) \left(g \Delta z - \frac{v(r^*)^2 - v(r)^2}{2} \right) \right], \quad (4)$$

где $r = x, y, z$ и $r^* = x^*, y^*, z^*$ — координаты рассматриваемого фрагмента и эталонного, относительно которого строится распределение.

Рассмотрим слой, расположенный на одной высоте $z = z^* = \text{const}$ с прямолинейным ламинарным потоком, направленным по оси y . Для него распределение частиц в потоке упрощается до:

$$n_i(x) = C \exp \left[-\frac{M_i v(x)^2}{2\theta} \left(1 - \frac{\rho_0}{\rho_i} \right) \right]. \quad (5)$$

Здесь различия в концентрации частиц полностью определены эпюрой скоростей и плотностью дисперсной фазы и дисперсионной среды. Если плотность частиц меньше плотности среды $\rho < \rho_0$, то концентрация частиц будет расти в области больших скоростей, так как $n(x) \sim \exp(Av^2(x))$, $A > 0$. Частицы с плотностью $\rho > \rho_0$, напротив, должны выталкиваться в область с низкими скоростями потока $n(x) \sim \exp(-Av^2(x))$, $A > 0$. Уравнение (5) позволяет описать и относительную концентрацию частиц разного типа (А и В) как:

$$\frac{n_A(z)}{n_B(z)} = C_{AB} \exp \left[-(\rho_A V_A - \rho_B V_B + (V_A - V_B) \rho_0) \frac{v(z)^2}{2\theta} \right], \quad (6)$$

где константа C_{AB} определена исходным составом системы. Отсюда следует, что при

$$(\rho_A + \rho_0) V_A < (\rho_B + \rho_0) V_B \quad \text{или} \quad \frac{V_A}{V_B} < \frac{\rho_B + \rho_0}{\rho_A + \rho_0} \quad (7)$$

относительная концентрация частиц А будет выше там, где скорость потока больше. При этом возможны несколько случаев:

если частицы *одинакового размера* $(\rho_A + \rho_0) / (\rho_B + \rho_0) > 1$ или $\rho_A > \rho_B$, то доля менее плотных выше там, где больше скорость;

при *равной плотности* $V_A / V_B < 1$ мелкие частицы преобладают там, где скорость выше. В соответствии с уравнением (5) концентрация частиц малой плотности по-прежнему уменьшается, а частиц большой плотности возрастает к периферии потока;

частицы *мелкие, плотные*

$$V_A (\rho_A + \rho_0) < V_B (\rho_B + \rho_0)$$

могут вести себя неоднозначно. Возможен вариант, когда мелкие частицы большой плотности будут преобладать в области больших скоростей над крупными частицами малой плотности.

Начальный состав и структуру исследуемого материала определим для гарцбургита, состоящего из 75% оливина, 20% ортопироксена, 5% хромита. Из петрографических наблюдений вытекает, что размеры структурных элементов деформации для оливина, ортопироксена и хромита не одинаковы. Пироксен в пластическом течении участвует в виде зерен или их крупных фрагментов (1–5 мм, в среднем 1,5–2 мм; $\rho = 3,2$ г/см³), оливин — в виде субзерен со средним размером ~0,5 мм ($\rho = 3,2$ г/см³). Для хромита характерны вариации в размерах структурных элементов деформации (зерен): акцессорные минералы дунитов и бедновкрапленных руд мелкие (0,1–0,8 мм при среднем 0,5 мм; $\rho = 4,5$ г/см³), в более концентрированных рудных телах размер зерен увеличивается до 0,5–3 мм, наиболее крупнозернистыми являются массивные хромиты (2–10 мм).

Подставим в полученное неравенство значения плотности и размеров частиц минералов при условии, что дисперсионной средой является оливин. Для пары оливин (Ol)–ортопироксен (Opx) получим:

$$0,04 \approx \frac{V_{Ol}}{V_{Opx}} < \frac{\rho_{Opx} + \rho_{Ol}}{\rho_{Ol} + \rho_{Ol}} \approx 1.$$

Неравенство выполняется, следовательно, в областях с высокой скоростью потока должна быть выше доля частиц оливина.

Частицы хромита (Chrt), согласно неравенству

$$1 = \frac{V_{Ol}}{V_{Chrt}} < \frac{\rho_{Chrt} + \rho_{Ol}}{\rho_{Ol} + \rho_{Ol}} \approx 1,2,$$

должны преобладать в областях с низкими скоростями течения. С уменьшением относительного размера частиц хромита, участвующих в деформации, область распространения хромита может увеличиться. Особенно это должно быть характерно для мелкодисперсных фракций, распределяющихся между крупными зёрнами оливина и ортопироксена. Этим можно объяснить часто наблюдаемое в природе образование петельчатых, брекчиевидных текстур руд, которые при уменьшении структурных элементов деформации оливина преобразуются в однородные густовкрапленные и массивные.

Возможно, соотношение (7) позволяет объяснить и тот факт, что рудообразующий хромит в офиолитах никогда не ассоциирует с ортопироксеном, тогда как в самых тонких прослоях дунита среди гарцбургитов встречаются хромитовые сегрегации.

Отказ от ограничения $h = \text{const}$, введенного в соотношение (5), позволяет рассматривать не только горизонтальные, но и вертикальные разрезы. Модуль упругости материала частиц тоже может существенно влиять на характер распределения частиц [11, 18]. Отождествив упругие напряжения с гидростатическим давлением p , можно получить аналог выражения (6) для двухкомпонентной смеси в виде:

$$\frac{n_A}{n_B} \approx \exp \left[\frac{p(r)^2 V_A}{2\theta} \left(\frac{\gamma_A V_B - \gamma_B V_A}{\gamma_A \gamma_B} \right) \right], \quad (8)$$

где V — объемы, γ — модули упругости частиц.

Поведение частиц в горизонтальном сечении определяется величиной

$$\gamma_A V_B - \gamma_B V_A.$$

Если эта величина положительная, то доля частиц A возрастает в областях с высоким давлением. Отсюда следуют простые закономерности:

при равенстве размеров частиц в области высоких напряжений выше доля частиц с большим модулем упругости (более «твердые»);

при сопоставимых модулях упругости в области высокого давления выше доля мелких частиц.

Эти закономерности согласуются с наблюдаемыми соотношениями минералов в деформированных ультрабазитах. В трехкомпонентной дисперсной системе, представленной гарцбургитом, упругие константы убывают в ряду хромит – форстерит – энстатит, в той же последовательности увеличиваются размеры структурных элементов деформации. В результате наиболее напряженные и мобильные участки системы (дунитовые тела) представляют собой зоны концентрации рудного материала. Рассмотренное условие объясняет не только ассоциацию оливина и хромита в зонах сдвига, но и рост хромистости шпинели и магнезиальности оливина в этих же зонах как следствие

увеличения упругих констант минералов. Чтобы описать концентрации частиц по абсолютной величине, необходимо в механохимических потенциалах (1) учитывать упругую энергию частиц. В реальных условиях на породу воздействуют одновременно все факторы, способствующие перераспределению вещества (гравитация, акустическое и гидростатическое поля, пластическое течение). Результат их воздействия определяется тем, какие из них являются доминирующими в конкретных рассматриваемых объектах.

Итак, в текстурах и структурах рудовмещающих ультрабазитов и хромититов офиолитовой ассоциации запечатлены признаки пластического течения — одного из основных факторов рудообразования. Формирование тел хромититов происходило при твердофазном перераспределении вещества ультрабазитов, которые можно рассматривать как дисперсионную систему. Одной из возможных первопричин пластического течения и структурирования мантийного вещества был декомпрессионный его подъем в пределах рифтогенных структур.

Особенности деформационного процесса могли определяться воздействием различных физических полей — акустического (вибрационного, сейсмического), гравитационного, гидродинамического, гидростатического. Вероятнее всего, в природных объектах наличествует результат комплексного воздействия (суперпозиции) данных факторов.

При всех вариантах воздействия определяющим параметром является размер частиц, для гравитационного, акустического и гидродинамического полей — плотность, для гидростатического — модуль упругости. Подстановка в условия (7, 8) числовых значений физических свойств компонентов мантийных ультрабазитов позволяет получить решения, подтверждающие постоянную ассоциацию в рудных телах хромита с оливином, а также увеличение от вмещающих перидотитов к дунитам и рудным телам упругих констант этих минералов, геохимически выраженных в росте магнезиальности оливина и хромистости шпинелида.

Таким образом, в работе обоснована принципиальная модель, воспроизводящая закономерности перераспределения вещества в ультрабазитах офиолитовой ассоциации. В дальнейшем на ее основе возможна постановка обратной задачи о том, какие условия могли привести к формированию рудных тел различного размера, морфологии и качественного состава хромитовых руд.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алимов В.Ю. Деформационный механизм формирования хромитового оруденения в альпинотипных гипер-

- базитах // Рудогенез (Мат-лы Международной конференции). Миасс-Екатеринбург, 2008. С. 4–7.
2. *Блехман И.И.* Вибрационная механика. – М.: Физматлит, 1994.
 3. *Гончаренко А.И.* Деформация и петроструктурная эволюция альпинотипных гипербазитов. – Томск: ТГУ, 1989.
 4. *Кашинцев Г.Л., Кузнецов И.Е., Патхан М.Т., Рудник Г.Б.* Гипербазитовый массив Южный Крака (Южный Урал) // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геол. 1976. № 6. С. 59–68.
 5. *Кутюлин В.А.* Перекристаллизация вещества верхней мантии и ее металлогенические следствия // Мантийные ксенолиты и проблема ультраосновных магм. Новосибирск, 1983. С.17–22.
 6. *Москалева С.В.* Гипербазиты и их хромитоносность. – Л.: Недра, 1974.
 7. *Николаевский В.Н.* Трещиноватость земной коры как ее генетический признак // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 5. С. 646–656.
 8. *Савельев Д.Е., Савельева Е.Н., Сначев В.И., Романовская М.А.* К проблеме генезиса хромитового оруденения в гипербазитах альпинотипной формации // Вестн. МГУ. 2006. № 6. С. 3–8.
 9. *Савельев Д.Е., Сначев В.И., Савельева Е.Н., Бажин Е.А.* Геология, петрогеохимия и хромитоносность габбро-гипербазитовых массивов Южного Урала. – Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2008.
 10. *Савельева Г.Н.* Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. – М.: Наука, 1987.
 11. *Федосеев В.Б.* Перераспределение вещества под действием внешних полей и стационарная модель маятника Челомея // Нелинейный мир. 2010. № 4. С. 43–247.
 12. *Чиков Б.М.* Короткопериодические колебания в геологических процессах литосферы (обзор проблемы) // Литосфера. 2005. № 2. С. 3–20.
 13. *Чиков Б.М.* Проблемы геологической интерпретации сейсмоочаговых систем земной коры (геомеханика и тектонофизический анализ) // Геодинамика и тектонофизика. 2010. Т. 1. № 3. С. 231–248.
 14. *Щербаков С.А.* Пластические деформации ультрабазитов офиолитовой ассоциации Урала. – М.: Наука, 1990.
 15. *Ярош П.Я.* О первоисточнике хрома в дунитах и природе акцессорного хромита // Зап. ВМО. 1980. Ч. 109. Вып. 1. С. 98–105.
 16. *Abakumov G.A., Fedoseev V.B.* Physico-chemical processes in centrifugal and gravitational fields // Chemistry Reviews. 2001. Vol. 24. P. 41–86.
 17. *Carter N.L., Ave Lallemand H.G.* High temperature deformation of dunite and peridotite // Geol. Soc. Am. Bul. 1970. Vol. 81. P. 2181–2202.
 18. *Fedoseev V.B.* Processes of relaxation in multicomponent environments. P. 1 The redistribution of solid inclusions in acoustic field // Nonlinear acoustics of solids. Proc. of the VIII session of Russian acoustical society. N. Novgorod. Intelservice Publ. Comp. 1998. P. 91–98.
 19. *Greenbaum D.* The chromitiferous rocks of the Troodos ophiolite complex, Cyprus // Econ. Geol. 1977. Vol. 72. P. 1175–1194.
 20. *Hirth G., Kohlstedt D.L.* Water in the oceanic upper mantle: implications for rheology, melt extration and the evolution of the lithosphere // Earth and Planet Sci. Let. 1996. Vol. 144. P. 93–108.
 21. *Karato S.-I., Paterson M.S., Fitzgerald J.D.* Rheology of synthetic olivine aggregates: Influence of grain size and water // J. Geophys. Res. 1986. Vol. 91. P. 8151–8176.
 22. *Nicolas A., Bouchez J.L., Boudier F., Mercier J.C.* Textures, structures and fabrics due to solid state flow in some European lherzolites // Tectonophysics. 1971. Vol. 12. P. 55–86.
 23. *Nicolas A., Boudier F., Boullier A.M.* Mechanisms of flow in naturally and experimentally deformed peridotites // Am. J. Sci. 1973. Vol. 273. P. 853–876.

МЕТОДЫ И МЕТОДИКИ ПРОГНОЗА, ПОИСКОВ, ОЦЕНКИ И РАЗВЕДКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ



УДК 553.078:553.41

© А.В.Татаринов, Г.А.Яловик, Л.И.Яловик, 2011

НЕТРАДИЦИОННЫЕ МЕТОДЫ ЛОКАЛЬНОГО ПРОГНОЗИРОВАНИЯ, ОЦЕНКИ ПРОДУКТИВНОСТИ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ В УГЛЕРОДИСТЫХ КОМПЛЕКСАХ КУЛАР-НЕРСКОГО СЛАНЦЕВОГО ПОЯСА

А.В.Татаринов (Геологический институт СО РАН), Г.А.Яловик (Управление по недропользованию Республики Бурятия), Л.И.Яловик (Геологический институт СО РАН)

При прогнозировании и поисках золотого оруденения в пределах Бадранского и Токичанского рудных полей применен комплекс методов (термохроматический, или прокаливания, литогеохимический и минералого-геохимический). Каждый из методов позволяет оконтуривать рудные зоны на поверхности и на глубине, а их комплексирование повышает надежность и достоверность прогнозных оценок.

Ключевые слова: золоторудная зона, прокаливание, СЭС-анализ, карбонаты, прогнозирование.

Татаринов Александр Васильевич, tatarinov@gin.bsnet.ru, Яловик Георгий Айратович, edos555@mail.ru, Яловик Любовь Ильинична, ialovic@gin.bsnet.ru

NON-TRADITIONAL METHODS OF LOCAL PREDICTION, ESTIMATES OF GOLD MINERALIZATION PRODUCTIVITY IN CARBONACEOUS SUITES OF THE KULAR-NERA SCHIST ZONE

A.V.Tatarinov, G.A.Yalovik, L.I.Yalovik

The results of using the thermochromatic (method of annealing) and lithogeochemical methods with use of SES analysis and mineralogical-geochemical one based on the analysis of the carbonate extract chemical compositions (method of «carbonate hats») during predictions and searches for gold mineralization within the Badranskoe and Tokichanskoe ore fields have been presented. Each of the mentioned methods allows contouring the ore zones on surface and especially those unoutcropped ones at depth. A combined use of the above methods provides high reliability of predicted evaluations.

Key words: gold ore zone, annealing, SES-analysis, carbonates, prediction.

Проблема повышения достоверности локального прогнозирования, поисков промышленных концентраций золота на эксплуатируемых месторождениях, рудных полях стоит весьма остро перед горнодобывающими предприятиями России, испытывающими дефицит запасов для отработки. Обычно ее решают с применением колонкового бурения (поиски рудных столбов, «слепых» залежей, зон). Однако результаты изучения проб kernового материала (петрография, минералогия, пробирный анализ и т.д.) и данные геофизического каротажа во многих случаях не позволяют достаточно надежно определить промышленную значимость вскрытого бурением геологического пространства. Особенно затруднительна оценка промышленных перспектив по горнобуровым работам на золоторудных полях шарьяжно-надвигового тектонотипа, характеризующихся сложным строением, сочетанием элементов различных структур — тектонического меланжа и лозанжа (дуплексы), швов надвигов и крутопадающих сдвигов в виде зон рассланцевания и милонитизации, вложенных

пакетов мелких чешуй, нередко создающих общий каркас рудовмещающего аллохтона чашеобразной формы [10]. В таких рудных полях распределение содержания Au весьма неравномерное, преимущественно бонанцево-столбовое, прерывисто-струйчатое. Буровые работы, а нередко проходка канав, расчисток для прослеживания и оконтуривания высокопродуктивных рудных зон и залежей оказываются неэффективными.

Авторами на примере двух месторождений шарьяжно-надвигового тектонотипа Бадранского и Токичанского, которые вскрыты буровыми скважинами и частично разведаны подземными горными выработками, успешно апробирован комплекс экспрессных дешевых нетрадиционных методов, позволяющих повысить степень достоверности прогнозно-поисковых оценок. Комплекс включает методы: термохроматический (метод обжига), литогеохимический с использованием сцинтилляционного эмиссионного спектрального анализа и минералого-геохимический на основе изучения состава карбонатных вытяжек из горных пород, руд.

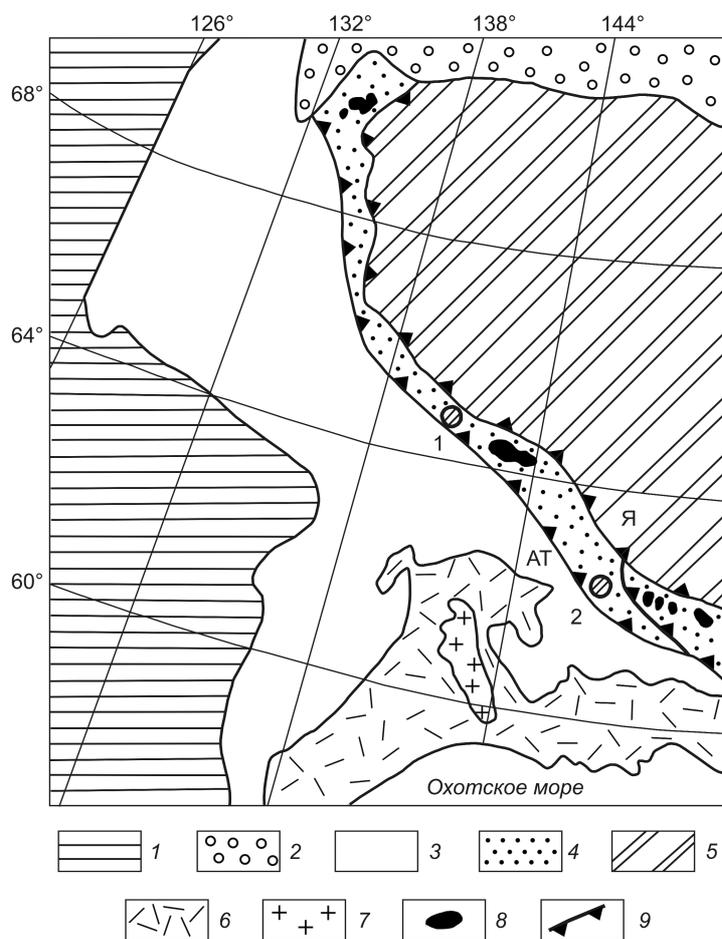


Рис. 1. Схема размещения Бадранского (1) и Токичанского (2) месторождений в основных структурах Северо-Востока России, по [11]:

1 — Сибирская платформа; 2 — кайнозойские отложения шельфа; 3 — верхнепалеозойские и нижнемезозойские отложения Верхоянского складчато-надвигового пояса; 4 — Кулар-Нерский сланцевый пояс (Яно-Колымский металлогенический пояс); 5 — Колымо-Омолонский супертеррейн; 6 — Охотско-Чукотский вулканогенный пояс; 7 — Охотский террейн; 8 — коллизионные граниты; разломы: АТ — Адыча-Тарынский, Я — Яно-Инди́гирский; 9 — границы Кулар-Нерского пояса

Бадранское и Токичанское месторождения расположены в пределах коллизионных структур Кулар-Нерского сланцевого пояса, который рассматривается как переходная зона от западной внешней к внутренней части Верхояно-Колымского орогена (рис. 1). Это аккрегированный террейн аккреционного клина [6], сложенный неоднократно дислоцированными турбидитовыми толщами поздней перми, триаса и карбонатно-глинистыми отложениями ранней юры, подвергнутыми позднемезозойскому шарьяжно-надвиговому тектогенезу, позднее сменившемуся коллизионными деформациями взбросо-и сбросо-сдвигов [6, 11]. В.И.Бергер (1990) считает, что северо-западная часть пояса — Адыча-Тарын-

ский коллизионный шов (одноименная металлогеническая зона) — частично (район Бадранского месторождения) совпадает с границами трога, сложенного толщами аргиллитов и алевролитов с редкими линзами песчаников, образовавшегося в результате раздвижения блоков пассивной континентальной окраины. При этом предполагается, что структуры кристаллического фундамента, схема строения которого разработана на основе среднечастотной составляющей гравитационного поля, играли решающую роль в формировании Адыча-Тарынского трога. В районе же Токичанского месторождения коллизионный шов (Тенькинская зона) наложен на островодужные гранитоиды.

Для Бадранского золоторудного поля характерны [10]: малосульфидный кварцевый тип золотого оруденения; приуроченность его к надвиговым структурам (милонитовые швы надвигов, зоны автокластического меланжа и лозанжа); связь процессов рудогенеза с динамометаморфизмом углеродсодержащих ($C_{орг}=1,0-2,32$ мас. %, по [5]) толщ триасового верхоянского комплекса. Рудовмещающие алевролитопесчанниковые породы рудного поля обладают повышенным геохимическим фоном Au (2,3–3,4 мг/г), обусловленным [4, 5] золотоносностью керогена (0,24–0,33 г/г) углеродистого вещества (УВ) и марказита (в среднем 2 г/т).

На рудном поле детально разведана зона Надвиговая с параметрами среднего месторождения. Остальные 14 золоторудных зон изучены единичными горными выработками и буровыми скважинами.

Протяженность зоны Надвиговая по простиранию ~2100 м при мощности от первых до 50 м и более на глубине, где со стороны лежачего бока с ней сливается рудная зона 1. Разведочно-эксплуатационные работы в зоне показали неравномерный характер локализации промышленных скоплений золота. Авторами выделены два структурных типа участков с промышленными рудами. Первый — это шовная зона надвига, представленная милонитами с характерным S-образным крутопадающим квиважем, выполненным углеродистым веществом поздней генерации и гранулированным кварцем. Среди милонитов шовной зоны отмечаются мелкие линзовидные тела (реликты) кремовых березитоподоб-

ных псаммитовых катаклазитов, длинной осью ориентированных вдоль пологого шва. Со стороны лежащего бока динамометаморфиты обладают крупноподобной полосчатостью, обусловленной углеродистым веществом и в разной степени раскристаллизованными псевдотахилитами.

Второй структурный тип участков с богатым золотым оруденением представлен фрагментом структуры мезо- и макробудинажа в березитизированных массивных породах и отождествляется с автокластическим меланжем. Отличительная черта участков этого типа — наличие высокопродуктивных кварцевых оторочек вокруг некоторых будин. Промышленные концентрации золота связаны с двумя ассоциациями минералов — пирит-арсенопиритовой и халькопирит-галенит-альбит-доломитовой [1, 2].

Большая часть площади *Токичанского рудного поля* сложена алевролитоподобными милонитами и гиаломилонитами, которые возникли на месте диорит-гранодиоритового массива в зоне линзовидно-пластинчатого автокластического меланжа, трассирующего крупный надвиг (шарьяж) [9]. В пределах рудного поля известны более десятка золоторудных зон и тел, приуроченных к шовным зонам поздних надвигов. Наиболее богатые промышленные участки рудных тел представлены линзами из обуглероженного кварца полосчатой текстуры, содержащего 10–15 г/т Au, в отдельных местах до 500 г/т и более. Геологоразведочными работами выявлены рудные столбы протяженностью 250 м по простиранию и 150–100 м по падению, а также бананцы — мелкие скопления богатых руд размером до первых метров. В бананцах содержания Au в 10–15 раз выше, чем на соседних участках рудных залежей. Форма их близка к изометричной, расположение гнездовое. В кварцевых жилах независимо от их мощности золото локализуется в зальбандах и на границе полос реликтов псаммитовых катаклазитов или алевролитоподобных милонитов, часто в шнуroidных обособлениях углеродисто-рудной «пыли».

По данным изучения минералогических проб-протолок и технологического опробования установлено, что наиболее обогащены золотом участки рудных залежей и зон, содержащие в весовых содержаниях пирит, арсенопирит, шеелит и карбонаты, а также в значительных количествах галенит и сфалерит (до 5–7 мас. %).

Термохроматический (прокаливания, обжига) метод изучения штучных, сколковых проб, основанный на «эффекте керамики», предложен В.А.Станниковым в 1978 г. (авторское свидетельство № 667058) и апробирован на Сухоложском и других

месторождениях золота Ленского района. С его помощью было установлено, что пробы из продуктивных золотоносных зон в черных сланцах при прокаливании (до $T 900^{\circ}\text{C}$) в муфельной печи в течение 2 ч приобретают белую окраску, а из непродуктивных — бурую различных оттенков. Однако вывод В.А.Станникова и его последователей [8] о природе различных окрасок, которые получают черные сланцы в процессе термообработки (различная степень зрелости осадков, обусловленная составом и количеством глинистых минералов), оказался ошибочным. Исследования последнего времени указывают на возможное динамометаморфическое происхождение рудных тел на месторождении Сухой Лог. Этой генетической интерпретации также противоречат результаты различных экспериментов по исследованию влияния прокаливания на минеральный состав и свойства горных пород, а также термические превращения в рудных минералах, фиксируемые в природных и лабораторных условиях (колчеданные и угольные пожары, пирометаллургические процессы и т.д.).

По образцам (сколки массой 50–75 г) различных руд и вмещающих пород Бадранского и Токичанского месторождений нами установлено, что различная окраска, приобретаемая при обжиге рудным кварцем оруденелыми черными сланцами, в различной степени тектонизированными и измененными песчаниками, алевропелитами терригенных комплексов типа верхоянского, обеспечивается соединениями, появляющимися в результате разложения в основном рудных минералов (оксиды, сульфиды, сульфосоли).

Безрудные породы, не содержащие кроме обычного пирита и (или) пирротина других сульфидов, окрашиваются в бурый цвет различных оттенков за счет окисления Fe (образование темно-бурого маггемита и буровато-красного, вишнево-красного гематита по магнетиту). При температуре 440°C и более происходит разложение пирита по схеме: пирит, пирротин, маггемит, гематит. Продуктивные на золото породы, содержащие арсенопирит, сфалерит, тетраэдрит, другие сульфосоли, а также мышьяковистый пирит, в процессе обжига приобретают белую и бело-лиловую окраску различных оттенков. Белая окраска обусловлена налетами возгонов As_2O_3 , Sb_2O_3 и ZnO при разложении арсенопирита, мышьяковистого пирита, сфалерита и антимонита, лилово-белая с синеватым оттенком появляется при разложении сурьмянистых сульфосолей и частично доломита (с примесью Sb) из рудных парагенезисов с образованием налета Sb_2O_3 . Желтый, оранжево-желтый и серо-желтый оттенки, иногда разбавляющие белый цвет обожженных пород, образуются за

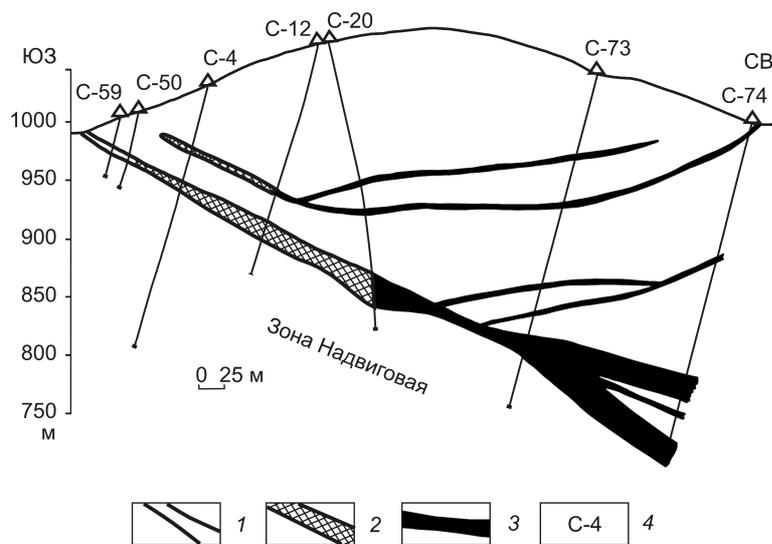


Рис. 2. Результаты прогнозирования промышленного оруденения на глубоких горизонтах Бадранского золоторудного поля (разрез по блоку 5):

1 — разведанный и в значительной степени отработанный рудный столб блока 6 зоны Надвиговая (штольня 400 с уклонами); 2 — отрезки рудных зон, прослеженные буровыми скважинами с использованием пробирного анализа керновых проб; 3 — отрезки рудных зон с прогнозируемым промышленным оруденением по данным термообработки и СЭС-анализа керновых проб; 4 — номера пробуренных скважин колонкового бурения

счет выделившихся при разложении Vi - и Pb -содержащих рудных минералов (сульфиды и сульфосоли) налетов Vi_2O_3 и PbO . Частично породы и руды могли окрасить в белый цвет налеты ангидрита, возникшие при обезвоживании гипса.

В ходе экспериментов нами установлено, что термохроматический метод может заменить дорогостоящий минералогический анализ проб-проточек. С его помощью возможен экспрессный качественный минералогический анализ любых горных пород и руд. В процессе прокаливания сколков в муфельной печи из рудно-породного

комплекса Токичанского месторождения было замечено, что обогащенные золотом образцы вспучиваются и трескаются, а незолотоносные остаются термически не поврежденными. Это свидетельствует о высокой флюидонасыщенности (H_2O , CO_2) золотоносных пород и руд. Степень же и характер термического вспучивания и растрескивания, таким образом, характеризуют уровень флюидонасыщенности и, соответственно, степень продуктивности исследуемых образцов. Она может также использоваться как критерий при локальном прогнозировании и поисках промышленного золотого оруденения.

Рудные столбы зоны Надвиговая (Бадранское месторождение) характеризуются совмещением минеральных ассоциаций трех стадий, содержащих такие типоморфные минералы, как мышьяковистый пирит, арсенопирит, халькопирит, галенит, сфалерит, сульфосоли (тетраэдрит, бурнонит, джемсонит, буланжерит) [2] и антимонит. Все эти минералы при термообработке до 900°C разлагаются, давая белые и лилово-белые налеты. Эталонные пробы из выработок, пройденных по рудному столбу блока 6, при обжиге приобрели преимущественно белую с кирпичным оттенком окраску, реже лилово-белую, а по обогащенным золотом рудным интервалам блоков 5 (штольня 280) и 4 (штольня 252) — главным образом лилово-белую, в отдельных случаях белую. Пробы из слабо оруденелых или безрудных участков зоны Надвиговая характеризуются бурой окраской при прокаливании.

1. Результаты термообработки сколковых проб из горных пород и руд Токичанского золоторудного поля

Характеристика золотоносности рудно-породных комплексов	Группы окрасок, полученные при прокаливании
Известные золоторудные зоны и залежи с промышленным золотым оруденением	1. Лилово-белая, часто пятнистая, иногда с желтоватыми пятнами 2. Лилово-серая, лилово-оранжевая и темно-лиловая 3. Лилово-бурая, иногда с красноватым и желтым оттенками
Рудные зоны с непромышленными содержаниями золота, рудовмещающие породы	Темно-серые, серые, бурые, бурые с лиловым оттенком, зеленовато-серые

Методом обжига керновых проб буровых скважин и проб из канав (всего >500 шт.) продуктивная часть зоны Надвиговая прослежена в северо-восточном направлении. По скв. 73 она установлена в интервале глубин 215–260 м, по скв. 74 — 220–305,6 м. Таким образом, на продолжении рудного столба блока 5 прогнозируется новый рудный столб, пересеченный скважинами 73 и 74 (рис. 2). На основе термохроматического метода прогнозируется промышленное золотое орудене-

ние по рудным зонам Бадранская 1 и 2, а также Северо-Западной и Юго-Восточной.

На Токичанской месторождении термообработке подвергнуто 215 сколовых проб, отобранных из канав, траншей, естественных обнажений и керн буровых скважин, вскрывающих разведанные рудные зоны и вмещающие толщи. В слабо обуглероженных рудоносных породах, как и на Бадранском месторождении, в основном соблюдался интервал опробования 10–20 м, в более интенсивно обуглероженных — 4–8 м. Данные выносились на геологический разрез. Распределение различной окраски после обжига пород анализировалось по разрезу рудного поля, сопоставлялся характер окраски в контурах известных золоторудных зон и в безрудных породах.

Пробы, взятые из рудных столбов, обладают термической окраской групп 2 и 3 (табл. 1), свойственных золоторудным зонам. Данному правилу не подчиняется рудный столб залежи 1 участка Боец. Прокаленные сколки из кварцевого штокверка по милонитам, слагающего данный рудный столб, представлены почти черными «глазуристыми» пузырчатými шлаками. Это характеризует аномально высокую степень флюидонасыщенности наиболее богатых руд Токичанского месторождения.

Сцинтилляционный эмиссионный спектральный (СЭС) анализ относится к экспресс-методу [7]. Для его проведения используются одноканальные (СТЭ-1) и многоканальные спектрографы. Сцинтилляционные установки обеспечивают приближенно-количественные определения содержаний Au, Ag, As с пределами концентраций 0,1–0,005 г/т и оценку размеров частиц 1–3 мкм самородных металлов в интервалах: для Au — 3–5, 5–9, 9–12, 12–15, 15–25 мкм; для Ag — 3–7, 7–11, 11–15, 15–18, 18–25 мкм. Масса аналитической навески 0,4 г. СЭС-анализом были изучены все разновидности горных пород, руд Бадранского и Токичанского полей. По полученным данным составлены геохимические разрезы, проведено их сопоставление с результатами термохроматических определений,

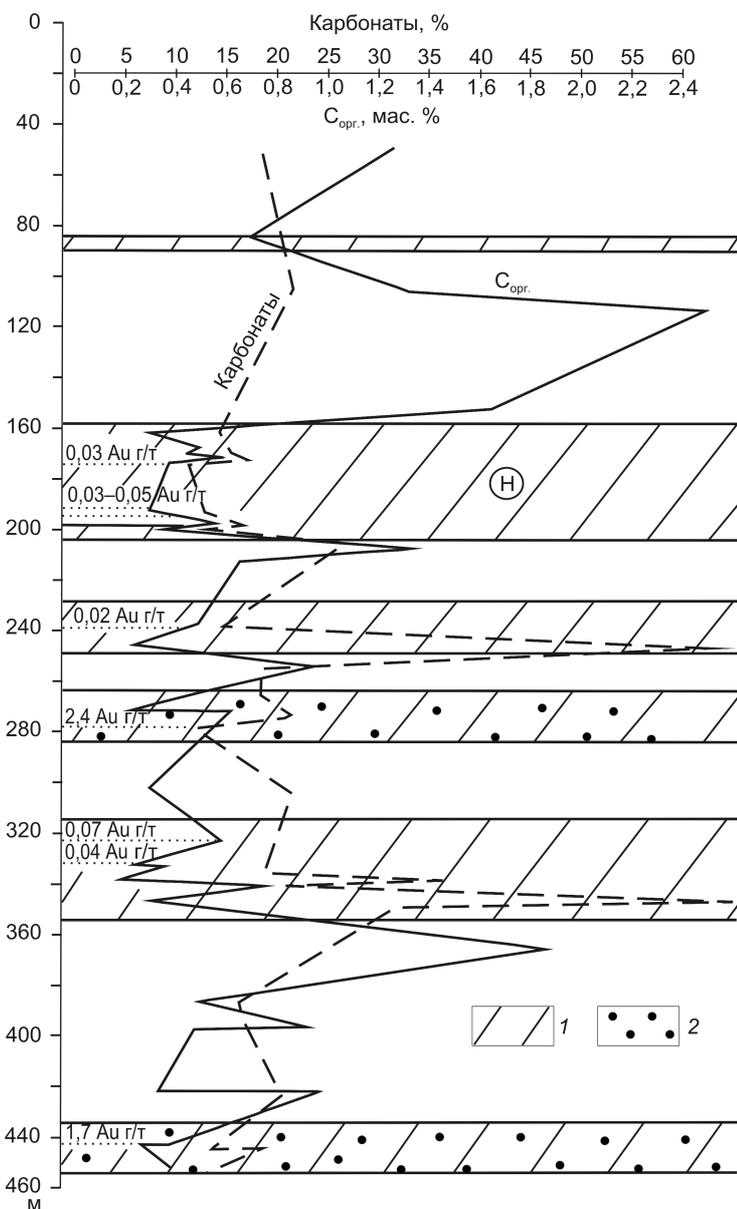


Рис. 3. Распределение содержаний $C_{орг}$, карбонатов, аномальных концентраций золота (СЭС-анализ) по разрезу скв. 78 Бадранского рудного поля:

1 — прогнозируемые рудные зоны; 2 — прогнозируемые зоны с богатым оруденением; Н — зона Надвиговая с промышленным оруденением

пробирного и атомно-абсорбционного анализов на Ag и Au.

СЭС-анализ выполнен С.И.Прокочуком на установке, созданной на базе спектрографа СТЭ-1, и на многоканальном спектрометре (квантометр ДФС-36) в Институте геохимии СО РАН (г. Иркутск).

Опробование эталонных рудных интервалов по блокам 5 и 6 зоны Надвиговая (Бадранское месторождение) показало, что в промышленных рудах по

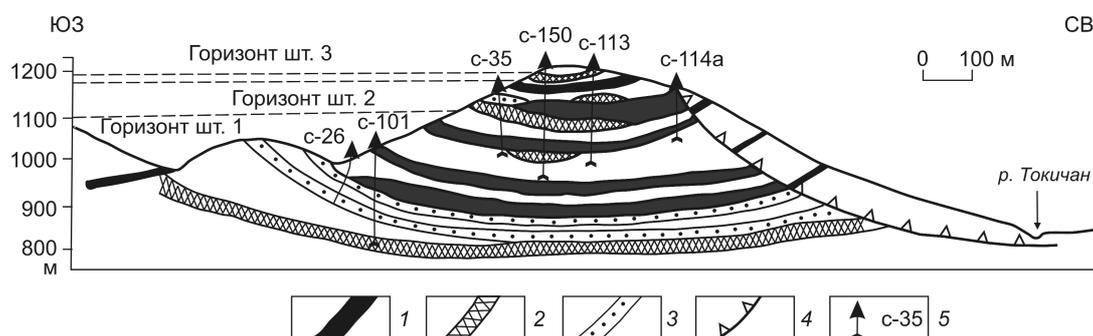


Рис. 4. Золоторудные зоны Токичанского месторождения (участок Боец), выделенные по данным термохроматического метода и СЭС-анализа:

группы окрасок после обжига сколковых проб: 1 — лилово-белая, 2 — лилово-серая, лилово-оранжевая и темно-лиловая, 3 — лилово-бурая; 4 — поздний безрудный надвиг; 5 — опробованные скважины

СЭС-анализу не определяются содержания Au $<0,01$ г/т. Результаты анализа проб, отобранных из подземных горных выработок на горизонтах штолен 400, 252 и 280 и являющихся эталонными для участков с богатым промышленным оруденением, показали содержания Au 0,01–4,4 г/т. Они использованы в качестве критериев прогнозирования рудных столбов (рис. 3).

Сопоставление результатов определения содержания Au полуколичественным СЭС-анализом и количественным атомно-абсорбционным в 12 сколковых геохимических пробах показало следующее. В 50% проб содержания Au, определенные этими методами, различаются незначительно, не более чем в два раза. В одной пробе (9% от общего числа) концентрации Au по данным СЭС-анализа в 10 раз выше по сравнению с атомно-абсорбционным. В остальных пробах (41%), главным образом по рудному столбу блока 6, они ниже, иногда в 10–28 раз.

Таким образом, вероятность прогноза рудных столбов только на основании данных по определению содержания золота СЭС-анализом равна $\sim 0,5$.

В результате изучения глубоких горизонтов зоны Надвиговая под рудным столбом блока 5 по данным СЭС-анализа керновых проб скв. 73 в интервале глубин 191–241 м (Au 0,01–2,0 г/т, Ag 0,01–1,5 г/т) прогнозируется новый рудный столб, а сама зона прослежена по падению на 3600 м (см. рис. 2).

По СЭС-анализу сколковых проб горные породы, вмещающие золоторудные зоны Токичанского месторождения, содержат Au $<0,01$ г/т. Золоторудные зоны фиксируются аномально высокими (0,01–17 г/т) содержаниями Au, иногда Ag и As (рис. 4). 79% этих содержаний положительно коррелируются с типами продуктивных окрасок горных пород и руд. Рудные столбы по данным СЭС-

анализа обладают и наибольшими содержаниями Au (2,5–17 г/т).

Минералогический метод, основанный на исследовании ореолов карбонатных минералов в золоторудных полях, был успешно применен при прогнозировании и поисках не выходящих на поверхность рудных зон золото-сульфидного типа в углеродсодержащих толщах месторождения, оруденение которого также, как Бадранского и Токичанского рудных полей, приурочено к надвиговой структуре [3]. Показано, что над пологими рудными зонами этого месторождения образуется ореол кварц-карбонатных прожилков мощностью 10–80 м («карбонатная шляпа»). При этом от рудного тела снизу вверх происходит последовательная постепенная закономерная смена карбонатных минералов — анкерит, сидерит, кальцит.

Для разработки критериев поисков и прогнозирования «слепого» промышленного оруденения методом «карбонатных шляп» нами изучены карбонатные минералы из различных типов руд, рудоносных и безрудных пород. Они извлекались путем избирательного растворения в кислоте (метод кислотных вытяжек), а затем химически анализировались (обработка проб и анализы проведены в лаборатории Института геохимии СО РАН под руководством Е.И. Воробьева). Всего отобрано и проанализировано на карбонаты около 50 проб.

В формировании структуры Бадранского рудного поля выделяются два этапа тектонических деформаций сжатия и соответствующих им динамометаморфических преобразований, следствием которых стало двухступенчатое концентрирование золота [8]. Ранний этап характеризуется образованием пологого кливажа течения (вторичная полосчатость), складок волочения и брахиформных складок продольного изгиба F_1 с кливажем осевых

плоскостей (сланцеватость S_1), меланжевых структур в подошвах шарьяжей. Его можно назвать рудоподготовительным. В этот этап происходило механохимическое преобразование УВ по схеме: первичное слабозолотосодержащее УВ → золотосодержащий (Au в 7–20 раз больше, чем в первичном УВ) графит I + карбонаты + самородное золото. Параллельно слабозолотосодержащий марказит превращается в обогащенный золотом пирит и арсенопирит (до 160 г/т, по данным [4]) также с выделением самородного золота. Высвободившаяся при разложении УВ и марказита часть самородного золота концентрируется (непромышленные содержания) в метаморфогенном блоково-зернистом кварце I, березитизированных динамометаморфитах.

Второй (рудный) этап связан с формированием динамометаморфитов милонитовой фации в шовных зонах поздних надвигов. При этом возникали S-образный кливаж (в шовных зонах), подвороты и принадвиговые складки волочения F_2 . Трещины S-образного кливажа выполнялись графитом II. Кварц I в милонитовых швах перекристаллизован в полосчатый «книжной» текстуры (за счет графита II) гранулированный рудный кварц. Происходило уменьшение содержания $C_{орг}$ за счет окисления значительной части УВ с параллельным увеличением карбонатного компонента (табл. 2; см. рис. 3), а также разложение золотосодержащих пирита и арсенопирита с кристаллизацией галенита, сфалерита, блеклых руд. Механохимические процессы преобразования графита I, пирита и арсенопирита обеспечили мобилизацию и последующее отложение золота в промышленных масштабах. Они также привели к частичному разложению полевого шпата, других силикатов, выщелачиванию кремнекислоты, особенно в автохтоне, что фиксируется прямыми геологическими наблюдениями.

Показатель окисленности УВ — содержание в нем карбонатной фазы — достигает максимума в богатых жильных кварцевых рудах (см. табл. 2) и, таким образом, может служить критерием их продуктивности.

2. Содержания $C_{орг}$ (мас. %) и карбонатных фаз (%) в горных породах и рудах Бадранского месторождения

Характеристика пород	$C_{орг}$	Нерастворимый остаток (кероген)	Карбонатная фаза (100 – нерастворимый остаток)	Среднее содержание Au в керогене, г/т [5]
Жильный рудный кварц (6)	0,29	78,4	21,6	3,63
Рудный кварцевый штокверк в милонитах (18)	0,47	82,7	17,3	
Березиты и березитизированные катаклазиты (36)	0,50	83,2	16,8	1,16
Милониты околорудных зон (10)	0,72	86,3	13,7	
Бедные непромышленные руды в милонитах (10)	0,77	87,1	12,9	

Примечание. В скобках — число проб. Содержания хлороформенного битумоида, полученные при экстрагировании УВ, 0,003–0,015 мас. %. Аналитики Д.Х.Мартихаева, Э.А.Развозжаева, Институт геохимии СО РАН, г. Иркутск.

В.А.Амузинский с соавторами [1] установили широкое распространение карбонатов (ферродоломит, доломит и кальцит) на площади Бадранского рудного поля, отметив совмещение ореолов доломита с ореолами самородного золота, блеклых руд, арсенопирита и высокозолотосодержащего пирита. При этом в составе рудной зоны Надвиговая выделена наиболее продуктивная халькопирит-галенит-альбит-доломит-кварцевая парагенетическая ассоциация.

Полученные нами данные химического анализа кислотных вытяжек из различных типов руд, пород околорудных зон (табл. 3) и рентгеноструктурных определений карбонатов из прожилков позволили выделить три вида карбонатных минералов (кальцит, доломит, сидерит). В качестве критериев выделения промышленно значимых участков рудных зон предлагается использовать содержания (>90 мас. %) магнизиально-железистых карбонатных фаз по отношению к массе всех карбонатных минералов, а также значения отношения $FeCO_3:CaCO_3 > 4$.

Содержание $C_{орг}$ в породах и рудах Токичанского месторождения варьирует в пределах 0,38–1,40 мас. %. Главную часть всей органики составляет нерастворимое органическое вещество (кероген). По данным З.Г.Сергеевой (1992), графитоид из золоторудного кварца содержит до 213 г/т Au и 268 г/т Ag. Содержание $C_{орг}$ в высокопродуктивном золотосодержащем кварце горы Боец составляет 0,79 мас. %. Как и на Бадранском месторождении, значительная часть самородного золота отлагалась в процессе окисления углеродистого вещества в надвиговых зонах. Фазовый состав карбонатов из рудно-породных комплексов Токичанского месторождения отличается большей долей

3. Содержание карбонатных фаз в породах и рудах Бадранского месторождения (анализ кислотных вытяжек), %

Характеристика пород	Среднее содержание карбонатных фаз	CaCO ₃	(Ca, Mg)CO ₃	FeCO ₃	(Ca, Mg)CO ₃ + FeCO ₃	FeCO ₃ / CaCO ₃
Рудные зоны с промышленными содержаниями Au: милониты с кварц-карбонатными прожилками (5) тестонаблюдения рудный жильный кварц (5) милониты (10)	14,0	2,5	51,1	46,4	97,5	19,0
	5,0	3,8	54,4	41,8	96,2	11,0
	7,1	7,8	32,6	59,6	92,2	7,6
	10,0	10,9	44,3	44,8	89,1	4,1
	11,0	15,8	34,2	50,0	84,2	3,2
Околорудные зоны: березиты с кварц-карбонатными прожилками березиты с гипс-карбонатными прожилками березитизированные катаклазиты березиты с кварцевыми прожилками	29,0	17,8	71,4	10,8	82,2	0,61
	12,0	27,0	31,3	41,7	73,0	1,5
	15,0	28,4	13,6	58,0	71,6	2,0

Примечание. Цифры в скобках — число анализов.

4. Содержание карбонатных фаз в породах и рудах Токичанского месторождения (анализ вытяжек), %

Группы окрасок, полученные при прокаливании (см. табл. 1)	Среднее содержание карбонатных фаз	CaCO ₃ (+SrCO ₃)	(Ca, Mg)CO ₃	FeCO ₃ (+MnCO ₃)	(Ca, Mg)CO ₃ + FeCO ₃	FeCO ₃ / CaCO ₃
Продуктивных пород: 1 (2) 2 (8) 3 (3)	11,0	7,1	43,8	49,1	92,9	6,9
	13,0	16,5	40,3	43,2	83,5	2,6
	16,0	29,5	38,0	32,5	70,5	1,1
Незолотоносных пород: (5)	16,7	50,9	18,3	30,8	49,1	0,61

Примечание. Цифры в скобках — число анализов.

кальцита (табл. 4). Участки рудных зон с промышленным оруденением здесь характеризуются высоким содержанием магнезиально-железистых карбонатных фаз (>70 мас. %) и значениями показателя $FeCO_3:CaCO_3 >1$.

В заключение отметим, что каждый из предлагаемых нетрадиционных методов локального прогнозирования промышленных скоплений Au в черносланцевых формациях не может на 100% гарантировать положительный результат. Только их комплексирование дает возможность надежно оценивать перспективы глубоких горизонтов и флангов известных рудных полей, а также эффективно проводить поиски на новых площадях.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Амузинский В.А., Борщевский Ю.А., Федчук В.Я., Медведовская Н.И. Изотопно-геохимические особенности эндогенных карбонатов месторождения Бадран // Геология и полезные ископаемые центральной части Главного металлогенического пояса Северо-Востока СССР. Якутск, 1989. С. 103–114.
2. Анисимова Г.С., Кондратьева Л.А., Серкебаева Е.С., Агеенко В.А. Золоторудное месторождение Бадран, Восточная Якутия // Руды и металлы. 2008. № 5. С. 9–60.
3. Исакович И.З. Роль карбонат-кварцевой прожилковой минерализации при поисках скрытого золото-сульфидного оруденения // Разведка и охрана недр. 1986. № 12. С. 21–24.
4. Кокин А.В. Минералого-геохимические особенности месторождения Бадран (Восточная Якутия) // Проблемы геологии и металлогении Северо-Востока Азии на рубеже тысячелетий. Магадан, 2001. Т. 2. С. 170–172.
5. Корчагин Ю.А., Фадеева Н.П. Органическое вещество осадочных высокометаморфизованных пород // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1994. № 1. С. 91–94.
6. Оксман В.С., Ивенсен Г.В., Суздalова Н.И., Краев Н.И. Геодинамические обстановки формирования позднепалеозойских – мезозойских пород Кулар-Нерского пояса и Иньяли-Дебинского синклинория // Отечественная геология. 2003. № 6. С. 64–68.
7. Прокопчук С.И. Сцинтилляционный спектральный анализ в геологии. – Иркутск: Институт геохимии СО РАН, 1993.
8. Сизых Н.В. Коренная золотоносность Средне-Хакчанского рудного поля Яно-Колымского складчатого пояса // Проблемы геологии, петрологии и геодинамики Восточной Сибири. Иркутск, 2004. С. 19–23.
9. Татаринов А.В., Яловик Л.И. Особенности формирования и формационная принадлежность Токичанского золоторудного поля (Верхне-Колымский район) // Структурно-вещественные комплексы докембрия Восточной Сибири. Иркутск, 1998. С. 257–268.
10. Татаринов А.В., Яловик Л.И. Динамометаморфизм — главный фактор формирования коллизионных месторождений золота // Золоторудные месторождения Востока России. Магадан, 2006. С. 32–49.
11. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). – М.: Наука / Интерприодика, 2001.

УДК 553.04

© Я.В.Алексеев, 2011

ОЦЕНКА СБАЛАНСИРОВАННОСТИ ОСНОВНЫХ ПОКАЗАТЕЛЕЙ МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВОГО ОБЕСПЕЧЕНИЯ ДЛЯ ОБОСНОВАНИЯ ВОСПРОИЗВОДСТВА СЫРЬЕВОЙ БАЗЫ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Я.В.Алексеев (ЦНИГРИ Роснедра Минприроды России)

Рассмотрена методика анализа основных показателей минерально-сырьевого обеспечения на примере мира, группы БРИКС (Бразилия, РФ, Индия, Китай, ЮАР). Сопоставлены валовые и приведенные значения запасов, добычи, обеспеченности.

Ключевые слова: полезные ископаемые, запасы, добыча, обеспеченность.

Алексеев Ярослав Владимирович, ikksu@mail.ru

ESTIMATION OF THE KEY MINERAL SUPPLY INDICATORS EQUILIBRATION APPLIED TO SUBSTANTIATION OF REPLENISHMENT OF THE WORLD AND NATIONAL MINERAL AND FOSSIL FUEL BASES

Ya.V.Alekseev

The analysis method of the base indicators of the mineral resources supply for world, BRICS group (Brazil, Russia, India, China, South Africa) is considered. The comparison of gross and relative values of proved (demonstrated) reserves, mining output and relevant economic security is conducted.

Key words: mineral resources, proved (demonstrated) reserves, mining output, economic security.

Для характеристики текущего состояния и перспектив развития минерально-сырьевого комплекса отдельной страны, группы стран, мира в целом используется комплекс взаимосвязанных показателей. Наибольший интерес среди них представляют приведенные величины, поскольку они позволяют получить наиболее наглядное представление об исследуемом предмете.

В общей структуре мировой добычи (потребления) полезные ископаемые связаны друг с другом определенными пропорциями, которые отражают основные технологические процессы современной промышленной инфраструктуры и служат показателями межотраслевого баланса. Для оценок данных зависимостей применяют такие показатели, как металл-факторы (Fe-фактор, Cu-фактор), ТЭС-фактор [2], суть которых в нормировании масс добычи (потребления) минерального сырья на еди-

Ранги стран БРИКС по их вкладу в мировые запасы (числитель), добычу (знаменатель)

Полезные ископаемые	Бразилия	Россия	Индия	Китай	ЮАР
Co	4/3	1/1	5/-	2/2	3/4
НСГ	3/3	1/1	4/4	2/2	5/5
Hg	-	-	-	1/1	-
Бокситы	1/1	2/4	3/3	4/2	-
Cu	3/3	1/2	5/5	2/1	4/4
Li ₂ O	2/2	Н.д.	3/-	1/1	-
Ag	5/5	1/2	4/3	2/1	3/4
U	3/4	2/1	5/5	4/2	1/3
K ₂ O	2/3	1/1	-	3/2	-
Ni	2/3	1/1	-	4/2	3/4
P ₂ O ₅	3/3	1/2	5/5	2/1	4/4
ПГ	4/4	1/1	3/3	2/2	5/5
Pb	5/5	1/3	3/2	2/1	4/4
Zn	5/3	2/4	3/2	1/1	4/5
BaSO ₄	4/4	3/3	2/2	1/1	5/-
Mo	-	2/2	3/-	1/1	-
ТЭС, всего	5/5	1/2	3/3	2/1	4/4
Mn-руды	2/4	3/5	4/3	5/1	1/2
Sb	-	2/3	-	1/1	3/2
BeO	1/2	Н.д.	4/-	1/1	3/-
Au	3/4	2/3	5/5	4/1	1/2
Уголь	5/5	1/3	3/2	2/1	4/4
Fe-руды	2/2	1/4	4/3	2/1	5/5
Sn	3/2	1/3	5/-	2/1	4/-
Ta ₂ O ₅	1/1	Н.д.	-	2/Н.д.	-
TiO ₂	5/4	2/5	3/3	1/2	4/1
WO ₃	3/3	2/2	4/-	1/1	-
Cr-руды	2/3	4/4	3/2	5/5	1/1
Nb ₂ O ₅	1/1	Н.д.	-	2/2	-
Pt	4/-	2/2	-	3/3	1/1

Примечание. Порядок полезных ископаемых дан по росту доли группы БРИКС в мировых запасах; Бразилия и Китай разделили первое место по запасам BeO, второе — по Fe-рудам; Н.д. — нет данных.

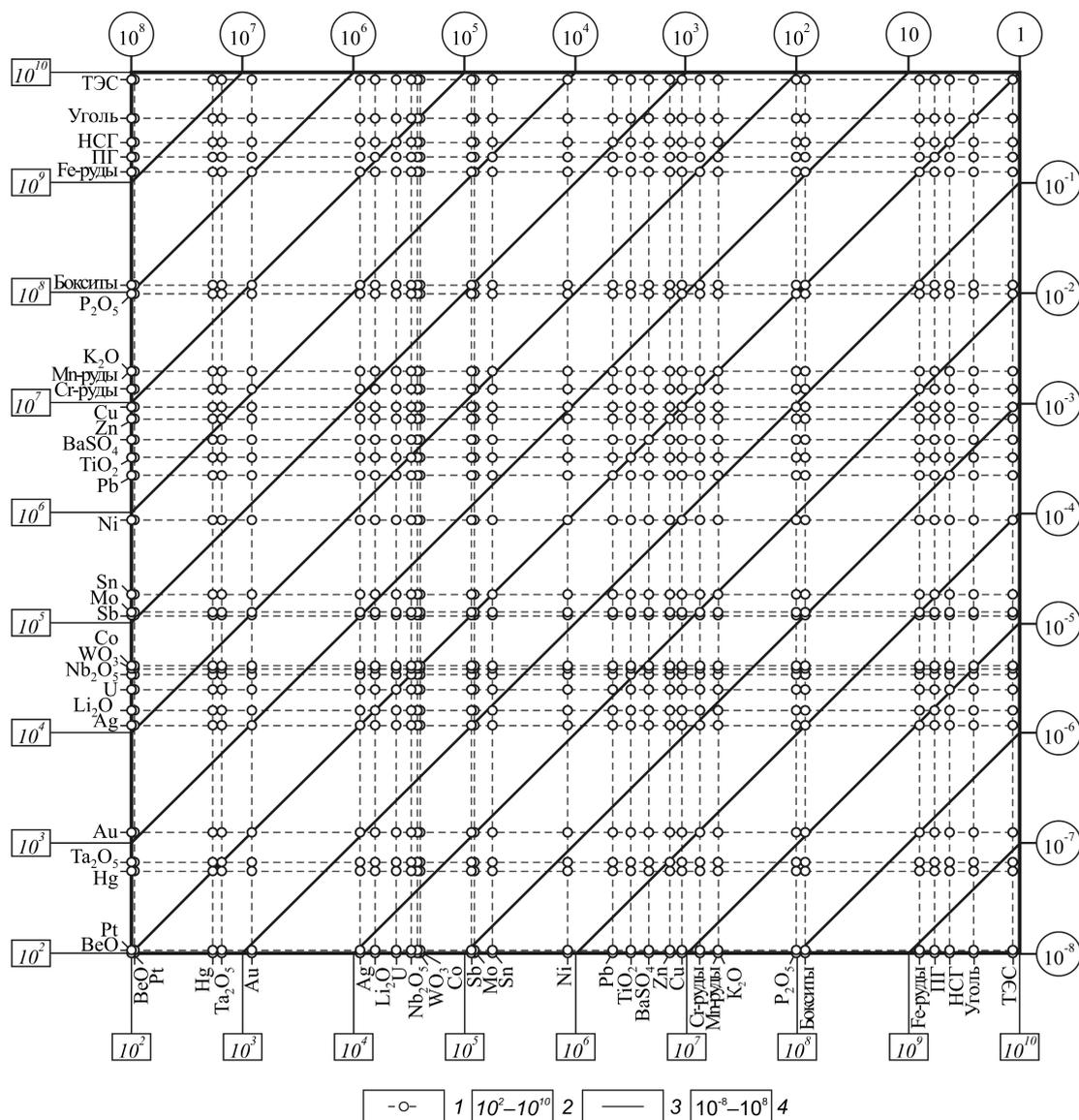


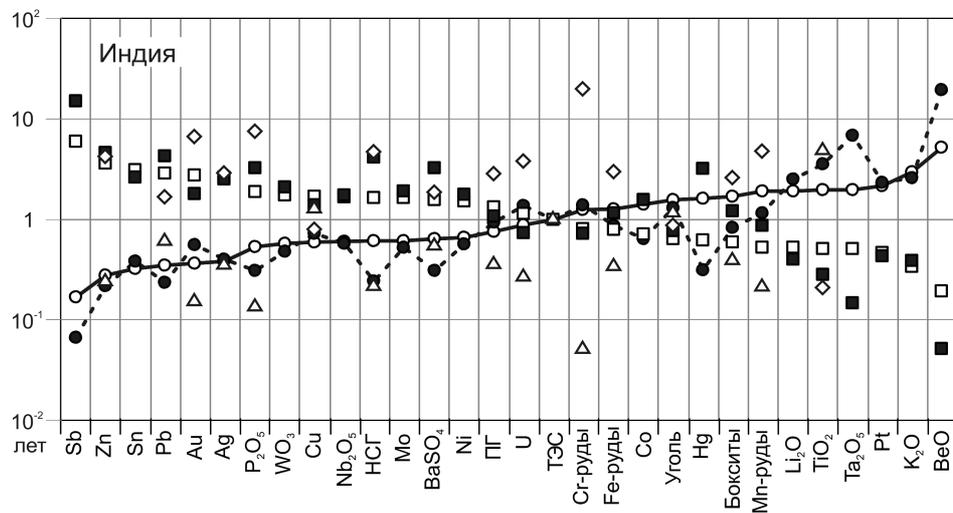
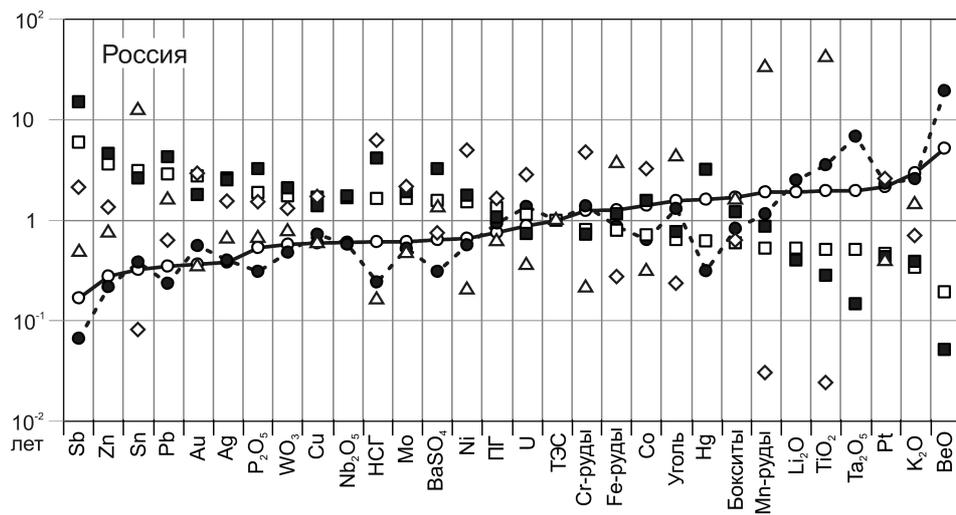
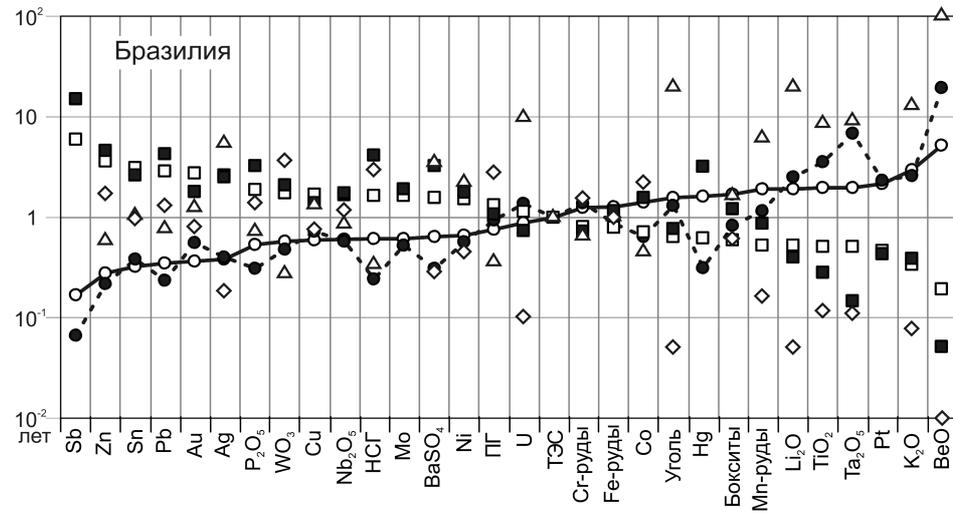
Рис. 1. Соотношения масс (т) полезных ископаемых, добытых в мире в 2008 г.:

1 — расчетные значения отношений масс; 2 — пределы валовых значений добычи полезных ископаемых; 3 — линии распределения относительных значений масс; 4 — пределы расчетных значений масс; для природного газа значения приведены в тыс. м³

ницу указанных величин. Однако, используя только их, незатронутыми остаются аналогичные отношения масс, приходящиеся, например, на единицу Au или Zn. Поэтому целесообразно рассматривать такие соотношения между полезными ископаемыми в целом, анализируя при этом не только добычу, но и запасы. Показатель металлоемкости (материалоемкости) добычи (запасов) топливно-энергетического сырья (ТЭС), являясь частным случаем предлагаемого подхода, тем не менее — основопола-

гающий ввиду роли энергоресурсов в жизни современной цивилизации.

Для определения отношений масс проанализированы доказанные (подтвержденные) запасы и добыча 29 полезных ископаемых (ПИ) по миру и группе БРИКС в 2008 г. [1]. В их число вошли: нефть с газоконденсатом (исходные данные по запасам в РФ — ВР [3]), природный горючий газ (ПГ), уголь, U, руды Fe, Mn, Cr, бокситы, Cu, Ni и Co (исходные данные по запасам Ni и Co в РФ —



Продолжение рис. 2

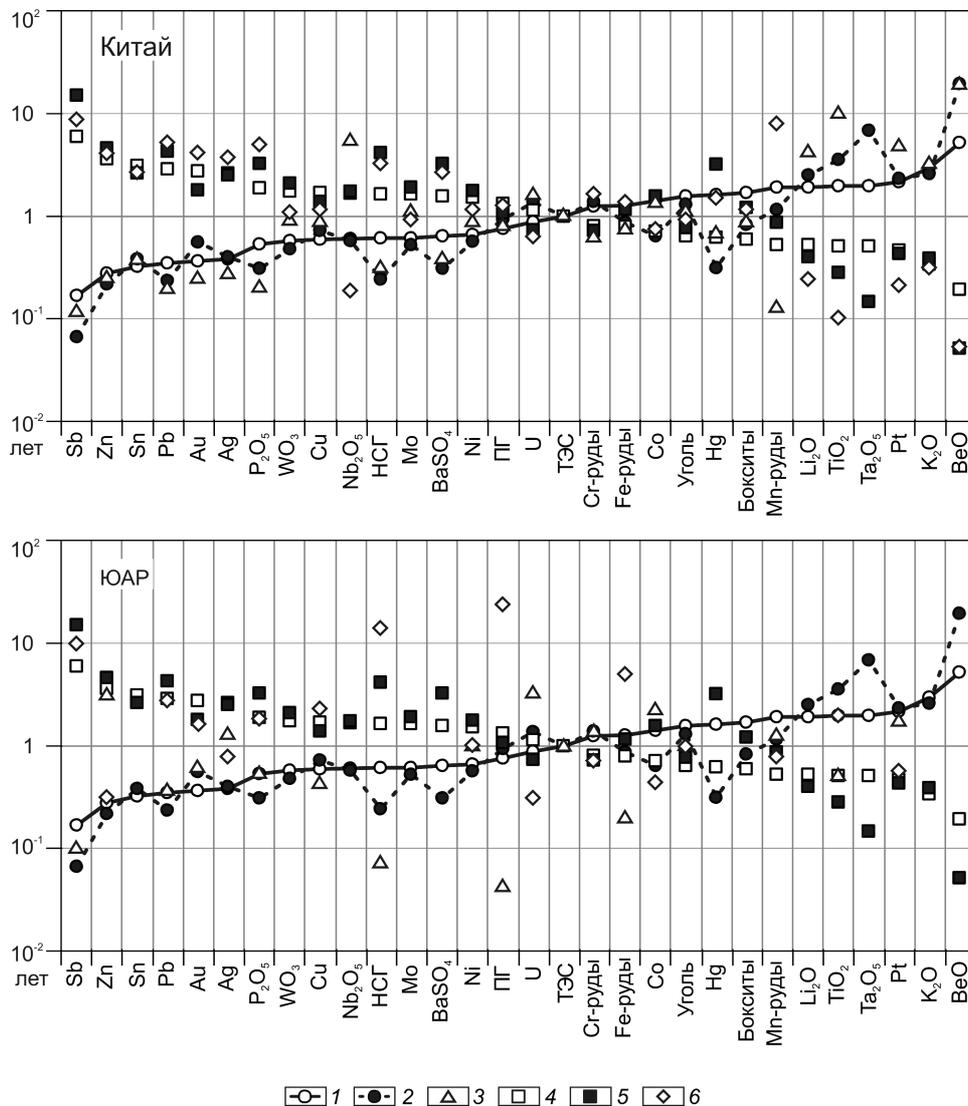


Рис. 2. Сопоставление приведенных показателей обеспеченности добычи запасами в мире, группе БРИКС, странах группы в 2008 г.:

металлоемкость обеспеченности добычи ТЭС: 1 — мир, 2 — группа БРИКС, 3 — страна БРИКС; энергоёмкость обеспеченности добычи МС: 4 — мир, 5 — группа БРИКС, 6 — страна БРИКС

USGS [5, 6]), Pb, Zn, Sn, WO₃, Mo, Sb, Hg, TiO₂, Ag, Au, Pt, фосфаты (P₂O₅), калийная соль (K₂O), барит (BaSO₄), а также Li₂O, BeO, Nb₂O₅, Ta₂O₅ (без РФ).

На начало 2008 г. на БРИКС приходилось 6% мировых запасов Co, 8 нефти с газоконденсатом (HCl), 12 Hg, 16 бокситов, Cu, 17 Li₂O, 18 Ag, ~20 U, K₂O, 22 Ni, 25 P₂O₅, чуть менее 30 ПГ, Pb, Zn, ~33 BaSO₄, Mo, руд Mn, 37 Sb, 41 BeO, 45 Au, почти 50 угля, Fe-руд, Sn, 54 Ta₂O₅, 64 TiO₂, ~72% WO₃, Cr-руд, 89 Nb₂O₅, 96% Pt.

В группе БРИКС РФ и Китай (таблица) — страны держатели основных запасов (12 и девять ПИ). На РФ приходилось 39% запасов Ni, 41 Pb, 43 Sn, 48 угля, ~53 Co, Cu, Fe-руд, 55 P₂O₅, 57 Ag, 69 K₂O, 70 HCl, 93% ПГ. Доля Китая равна: 35% TiO₂, 41 Zn, 45 BeO (столько же у Бразилии), 46 BaSO₄, 74 Li₂O, 79 Sb, 83 WO₃, 93 Mo, 100% Hg. В ЮАР и Бразилии сосредоточена большая часть запасов по пяти (U, руды Cr и Mn, Au, Pt) и четырем (бокситы, BeO, Ta₂O₅, Nb₂O₅) ПИ соответственно.

Вклад БРИКС в мировую добычу составил 11% по BeO, 13 U, Li₂O, Co, Cu, 16 Ta₂O₅, 17 Ag, чуть более 20 по HCG, ПГ, ~25 K₂O, Ni, 30 Au, 33 бокситов, 36 TiO₂, чуть менее 40 Zn, Mo, ~43 Sn, P₂O₅, Pb, 57 руд Mn, угля, 61 Hg, 67 руд Cr, BaSO₄, 69 Fe-руд, 86 WO₃, >90% Pt, Sb, Nb₂O₅.

Ведущей добывающей страной БРИКС в 2008 г. (см. таблицу) был Китай (17 ПИ), второе место занимала РФ (шесть ПИ), третье — разделили Бразилия и ЮАР (три ПИ). На Китай пришлось 34% добычи Au, 43 руд Mn и Cu, 51 Fe-руд, ~71 P₂O₅, Ag, угля, почти 80 Zn, BaSO₄, 88 Pb, от 92 до 97 Sn, WO₃, Li₂O, Mo, Sb, 100% BeO, Hg. Доля РФ составила от 60 до 65% по HCG, Ni, Co, урану, 71 K₂O, 82% ПГ.

Общее соотношение масс добычи 2008 г. отражает мировую энергосырьевую инфраструктуру — пропорции добычи (потребления) полезных ископаемых (рис. 1). Для удобства сопоставления массы минерального сырья приведены в тоннах.

Согласно анализу металлоемкости добычи ТЭС, где ТЭС (тут) — сумма HCG, ПГ, угля в тоннах условного топлива, для мира установлены три группы ПИ: BeO, Pt, Au, Hg, Ta₂O₅ (мг/тут); Ag, Li₂O, U, Nb₂O₅, WO₃, Co, Sb, Mo, Sn, Ni, Pb, TiO₂, BaSO₄, Zn (г/тут); Cu, руды Cr и Mn, K₂O, P₂O₅, бокситы, Fe-руды (кг/тут). В группе БРИКС металлоемкость добычи 11 полезных ископаемых схожа с мировой, из них по Mo, TiO₂, Zn, бокситам она совпадает. У остального минерального сырья отличие в 1,8 раз и более, крайние значения отмечены для BeO (в 3,1 раза меньше), Sb и Nb₂O₅ (в 2,7 раза больше). Среди стран БРИКС металлоемкость добычи в Бразилии и ЮАР в большинстве случаев превысила мировой уровень, в Индии и Китае количество полезных ископаемых, отличных по этому показателю от мирового в большую и меньшую сторону, в целом равно. Россия характеризуется преобладанием значений, меньших, чем мировые, минимальные расхождения при этом выявлены для P₂O₅, Au (0,6), U, Co (0,7), Pt (1,2), Ni (1,4), K₂O (1,6).

Расчет металлоемкости запасов ТЭС для мира показал, что отношения масс между полезными ископаемыми в целом подобны тем, которые приведены для добычи. В группе БРИКС наименьшие отклонения от мировой величины установлены для 15 полезных ископаемых, из них по Sb, Mo, BaSO₄, рудам Mn они совпали, у семи — различие около двух раз, для Nb₂O₅ и Pt оно в 2,6 и 2,8 раз больше, для Hg и Co — в 3 и 5,7 раз меньше. Металлоемкость запасов минерального сырья в Бразилии и

ЮАР в целом превысила мировую, РФ и Индии оказалась меньше, Китае в целом равное число полезных ископаемых, имеющих отклонение в ту или иную сторону.

Анализ приведенных показателей выявил определенную закономерность. Если значения металлоемкости запасов минерального сырья в стране существенно меньше мировых, то добыча в ней отсутствует. Характерный пример — Индия, где есть запасы Co, Li₂O, Mo, BeO, Sn, WO₃, но нет их добычи, однако Au и U составляют исключение, поскольку добываются. В то же время в РФ, несмотря на меньшую металлоемкость запасов относительно мировой, добыча ведется. Напрашивается вывод о том, что возможность добычи минерального сырья в стране, с одной стороны, зависит от размера сырьевой базы энергоресурсов (в РФ она значительна), с другой — ее целесообразность при малом объеме или отсутствии такой базы определяется существенной потребностью экономики государства в конкретном полезном ископаемом. Так, в Индии по состоянию на 2009 г. функционировало 19 энергоблоков АЭС общей мощностью 4,56 ГВт. Вследствие строительства новых АЭС предполагается ее наращивание к 2032 г. до 63 ГВт [4], что требует не только текущей добычи U, но и увеличения ее объемов в перспективе.

Для сопоставления состояний запасов и добычи минерального сырья используется понятие «величина обеспеченности». Под ней обычно понимается отношение суммарных разведанных по промышленным категориям запасов полезного ископаемого к его годовой добыче [2]. В мире наименьшие сроки обеспеченности добычи запасами у Sb, Zn, Sn (13, 22, 26 лет соответственно). По Pb, Au, Ag она составила ~30 лет, P₂O₅ 43, WO₃ 46, Cu, Nb₂O₅, HCG, Mo, BaSO₄, Ni ~50, ПГ 61, U 70, для остальных полезных ископаемых >100 лет. Данные по БРИКС показали, что только для Ag, Pt, Cr-руд, Nb₂O₅ отмечается близость к мировой величине. По 15 полезным ископаемым отличие от 1,2 до 1,6 раз, из них в девяти случаях величина обеспеченности ниже мировой. Для TiO₂, бокситов, Co, BaSO₄, P₂O₅ расхождение двукратное, по TiO₂ оно превзошло мировой показатель, по HCG, Sb и Hg в 2,5 и 5 раз меньше, по BeO, Ta₂O₅ в 3,5 раза больше. В группе БРИКС у Бразилии, РФ, ЮАР величина обеспеченности по большинству полезных ископаемых превысила мировую, в Китае и Индии — уступает последней.

Сотнеся металлоемкость запасов и добычи ТЭС для заданного полезного ископаемого, можно

рассчитать металлоемкость (материалоемкость) обеспеченности добычи ТЭС (МОТЭС). Полученная величина характеризует соотношение годовой обеспеченности добычи минерального сырья с аналогичным значением ТЭС. Обратной к ней является энергоемкость обеспеченности добычи минерального сырья (ЭОМС). Показатели МОТЭС и ЭОМС можно также вывести через сопоставление валовых значений обеспеченности.

В долгосрочной перспективе полезные ископаемые, МОТЭС которых существенно превышает единицу (ЭОМС <1), могут оказаться без обеспеченности энергией, необходимой для их извлечения из недр. В то же время, добыча ТЭС требует определенного количества минерального сырья. Соответственно, полезные ископаемые, у которых МОТЭС $\ll 1$, могут повлиять на возможность извлечения из недр собственно ТЭС.

Из анализа МОТЭС для мира следует (рис. 2), что только U (0,87), руды Cr и Fe (1,26) сопоставимы с годовой обеспеченностью ТЭС. Для Ni величина равна 0,7, WO₃, Cu, Nb₂O₅, Mo, BaSO₄ ~0,6, P₂O₅ 0,5, Au, Ag 0,4, Zn, Sn, Pb 0,3, Sb 0,17. Для остальных полезных ископаемых МОТЭС выше годовой обеспеченности добычи ТЭС от 1,4 до 5,2 раз.

Данные по группе БРИКС показали, что с ТЭС (1) сопоставимы бокситы (0,83), руды Fe (0,87) и Mn (1,16). Для Cu величина равна 0,7, Au, Ni, Nb₂O₅, Co ~0,6, WO₃, Mo 0,5, Sn, Ag 0,4, BaSO₄, P₂O₅, Hg 0,3, Pb, Zn 0,2, Sb 0,07. Для прочего минерального сырья превышение значений над ТЭС составило от 1,4 до

19,4 раз. Среди стран БРИКС полезные ископаемые, у которых показатель МОТЭС близок или равен единице, выявлены в Китае (5), Бразилии (3), ЮАР (1); в РФ наибольшая сходимость отмечена по Zn (0,74), WO₃ (0,77), BaSO₄ (1,35), минимальные значения для Ni и руд Cr (0,2), максимальные — для Mn-руд и TiO₂ (33 и 42).

Таким образом, предлагаемый подход позволяет оценить сбалансированность основных показателей минерально-сырьевого обеспечения РФ, группы БРИКС и мира в целом. Его можно использовать для определения приоритетности тех полезных ископаемых, по которым в долгосрочной перспективе необходимо проведение поисковых работ на выявление новых запасов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бежанова М.П., Кызина Л.В.* Запасы и добыча важнейших видов полезных ископаемых мира. – М.: ОАО «ВНИИЗАРУБЕЖГЕОЛОГИЯ», 2009.
2. *Термины и понятия отечественного недропользования (словарь-справочник) / А.И.Кривцов, Б.И.Беневольский, И.В.Морозов.* 2-е изд., испр. и доп. – М.: ЦНИГРИ, 2008.
3. *British Petroleum Statistical Review of World Energy, 2006–2010.*
4. *Jain S.K.* Nuclear Power in India — Road Map to Vision Actualization // Nu-Power. 2010. Vol. 24 (1–2).
5. *Mineral Commodity Summaries.* – USGS, 1996–2010.
6. *Mineral Yearbook.* – USGS, 1997–2008.

СТРОЕНИЕ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ



УДК 552.321.5+553.491 (470.21)

© Коллектив авторов, 2011

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ОСОБЕННОСТИ ЛОКАЛИЗАЦИИ ПЛАТИНОМЕТАЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЮЖНОСОПЧИНСКОГО МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВОГО МАССИВА, КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ

Т.В.Рундквист, П.В.Припачкин, Р.А.Гребнев, А.Ю.Севостьянов (Геологический институт КНЦ РАН), Я.А.Мирошникова (Апатитский филиал Мурманского государственного технического университета)

В пределах восточной части Южносопчинского массива установлен магматический контакт между телами метагаббро-норитов и метапироксенитов. Предполагается, что эти тела представлены двумя разновозрастными интрузиями, а не зонами единого расслоенного массива, как считалось ранее. Метапироксениты вмещают серию крутопадающих плагиоклаз-пироксеновых жил с магнетитовой и сульфидной вкрапленностью. По ряду признаков допускается возможность выделения в Южносопчинском массиве жильного поля, вероятно, являющегося юго-восточным продолжением Сопчинского жильного поля.

Ключевые слова: расслоенные интрузии, метапироксениты, метагаббро-нориты, платинометальная минерализация, жильные поля.

Рундквист Татьяна Васильевна, rund@geoksc.apatity.ru, Припачкин Павел Валентинович, paul@geoksc.apatity.ru, Гребнев Роман Александрович, Севостьянов Артур Юрьевич, Мирошникова Яна Андреевна

GEOLOGICAL SETTING AND FEATURES OF PGE MINERALIZATION LOCALIZATION IN THE EASTERN PART OF THE SOUTH-SOPCHA MAFIC-ULTRAMAFIC MASSIF, KOLA PENINSULA

T.V.Rundkvist, P.V.Pripachkin, R.A.Grebnev, A.Yu.Sevostyanov, Ya.A.Miroshnikova

The magmatic contact between the metagabbro-norite and metapyroxenite bodies has been discovered in the eastern part of the South-Sopcha massif. These bodies are supposed to be a result of two intrusions of different age, and not the zones within unified layered massif, as considered earlier. Metapyroxenites comprise a series of steeply dipping plagioclase-pyroxene veins with magnetite-sulfide dissemination. A number of features testifies to indentifying a vein field in the South-Sopcha massif, probably follows up the Sopcha massif one.

Key words: layered intrusions, metapyroxenites, metagabbro-norites, PGE mineralization, vein fields.

Южносопчинский мафит-ультрамафитовый массив расположен в центральной части Кольского региона в зоне сочленения двух крупных раннепротерозойских расслоенных интрузивов — Мончегорского комплекса и Мончетундровской интрузии. Массив простирается на 10 км в северо-западном направлении и по данным бурения погружается на юго-запад под углом ~60° (рис. 1). С юго-запада граничит с образованиями архейского комплекса горы Арваренч, с северо-востока контактирует с диорито-гнейсами вежетундровского комплекса, с севера — с породами Мончегорского комплекса. Норитовое тело на участке Южносопчинский выявлено Ф.И.Свяжениновым и В.В.Шолохневым в 1957–1958 гг. в ходе геолого-геофизических работ Мончегорской экспедиции. В результате поисковых работ 1963–1973 гг. на медно-никелевые руды в норитах и полевошпатовых пироксенитах участка под руководством В.В.Шолохнева и Х.Т.Шляховой

обнаружена сульфидная минерализация. Н.Г.Добрыниной и др. (1970 г.), В.В.Шолохневым и И.В.Поляковым (1998 г.) показано, что породы Южносопчинского массива расслоены. В юго-западной части массив сложен габбро и габбро-норитами, в северо-восточной — норитами, пироксенитами и перидотитами. На его западном фланге выделяется так называемая Восточно-Мончетундровская зона — сложнопостроенный участок в пределах Мончетундровского глубинного разлома, образованный тектоническими пластинами пород Мончетундровской интрузии от дунитов до габбро и осложненный тектоникой субширотного и меридионального направлений (см. рис. 1) (В.С.Войтехович и др., 2002 г.).

Т.Л.Гроховская с соавторами [5] указывают, что по составу и характеру ритмичной, фазовой и скрытой расслоенности породы Южносопчинского массива близки дифференциатам ритмично рас-

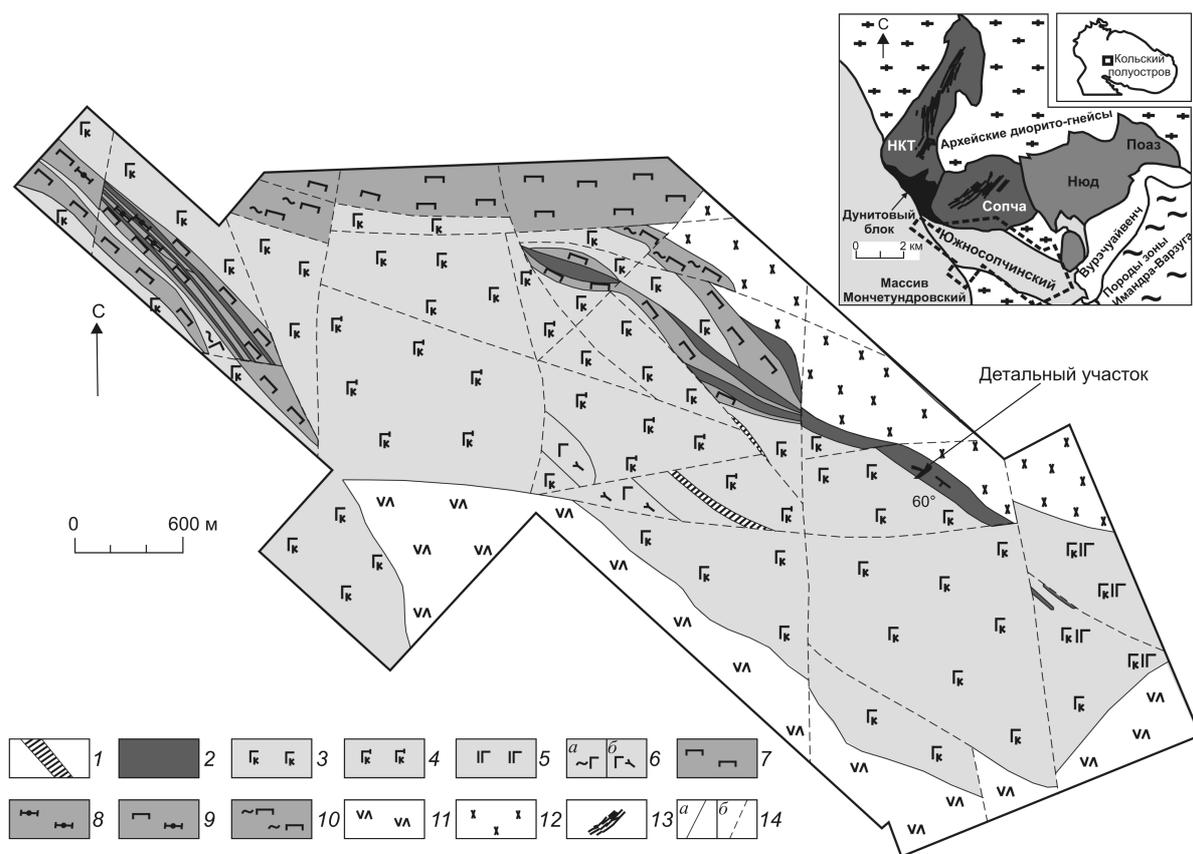


Рис. 1. Схема геологического строения участка Южносопчинский, упрощена с карты В.С.Войтеховича м-ба 1:10 000, 2002 г.:

1 — дайки долеритов и габбро-долеритов; 2 — нориты, плагиопироксениты; 3 — габбро мезократовые крупнозернистые; 4 — габбро лейкократовые крупнозернистые; 5 — габбро-нориты мезократовые; 6 — габброиды (а — метагаббро, б — габбро амфиболлизированные); 7 — пироксениты; 8 — дуниты; 9 — переслаивание пироксенитов, перидотитов, дунитов; 10 — метапироксениты; 11 — андезито-дациты арваренчской свиты; 12 — диорито-гнейсы вежетундровского комплекса; 13 — положение жильных тел; 14 — границы (а — геологические, б — разрывные нарушения)

слоенной и ультраосновной зон центральной части Мончегундровской интрузии и могут быть фрагментами последней. Существует также мнение, что образование массива может быть связано с завершающей магматической фазой формирования Мончегорского комплекса [2]. Изучение геологии Южносопчинского массива в значительной степени осложняется тем, что его породы сильно метаморфизованы и брекчированы.

Интерес к изучению Южносопчинского массива не ослабевает в связи с тем, что в конце 90-х годов XX в. в его северо-восточной части поисковыми работами ОАО «Центрально-Кольская экспедиция» (ОАО «ЦКЭ») была выявлена платинометальная минерализация, ассоциирующая с сульфидной вкрапленностью (так называемая Южносопчинская рудная зона). Содержание суммы ЭПГ+Au в протяженных зонах мощностью до 10 м метамор-

физованных габбро-норитов, норитов и пироксенитов составляет в среднем ~2–3 г/т. Более высокие содержания (сумма ЭПГ+Au 6–8 г/т) установлены в отдельных штучных пробах и интервалах, не превышающих по мощности 0,5–1 м [5]. Согласно недавним исследованиям в пределах Южносопчинской рудной зоны, содержание Pt варьирует от 0,3–1,71 до 9 г/т, Pd от 0,71–4,25 до 9 г/т [2]. Главные рудные минералы, по данным Т.Л.Гроховской, представлены электрумом, котульскитом, меренскиитом, сперилитом, палладийсодержащим кобальтином. Ю.Н.Нерадовский [4] подчеркивает широкое развитие на участке Южносопчинский арсенидов и сульфидов благородных металлов.

Таким образом, изучение геологии и платинометальной минерализации Южносопчинского мафит-ультрамафитового массива актуально как с фундаментальной, так и с прикладной точек зре-

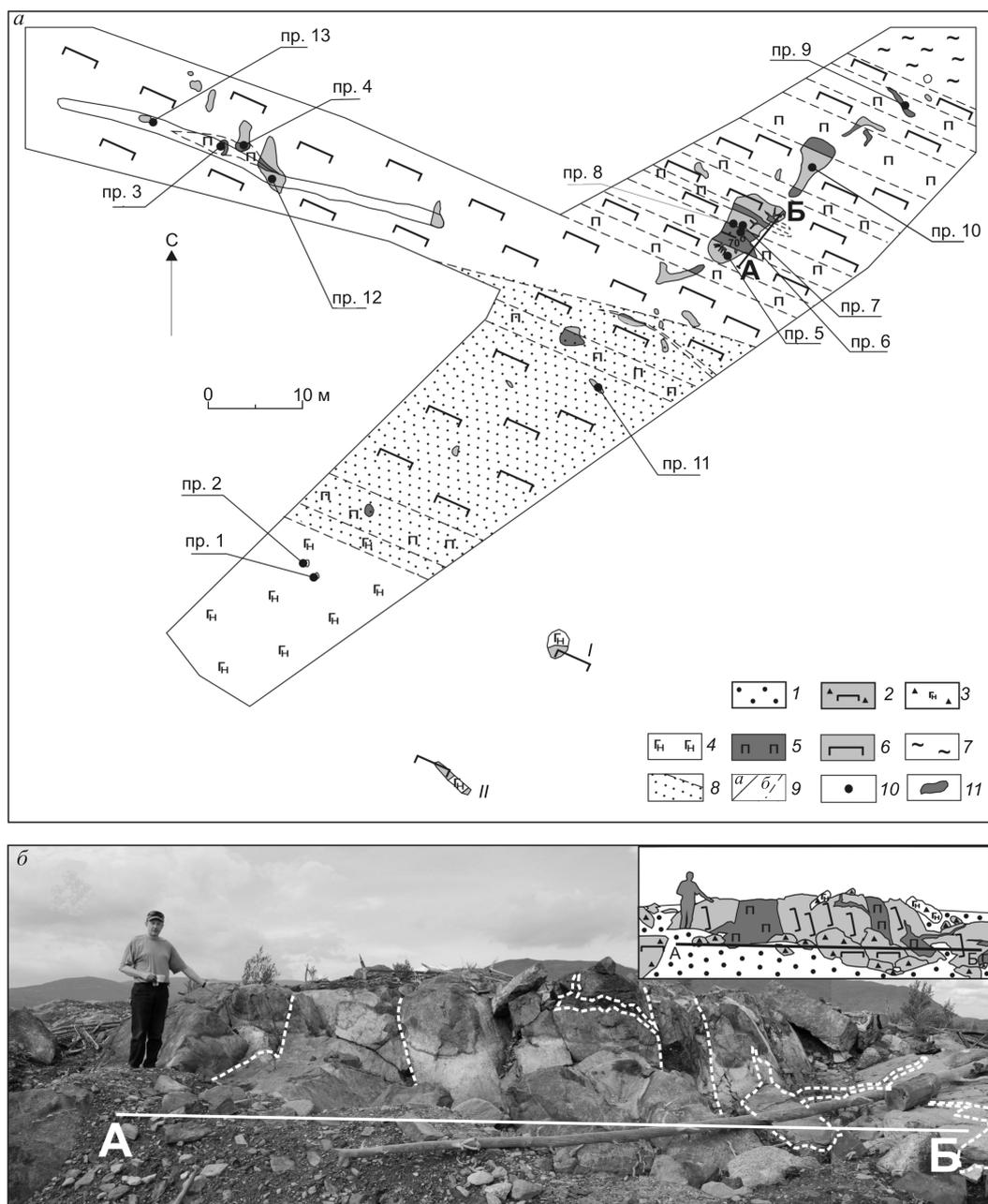


Рис. 2. Схема геологического строения детального участка в восточной части массива Южноспичинский, составлена авторами (а); фото коренного выхода пород по линии АБ (б):

1 — четвертичные отложения; 2 — глыбы средне-мелкозернистых метапироксенитов; 3 — глыбы габбро-норитов крупнозернистых, мезократовых; 4 — габбро-нориты крупнозернистые, мезократовые; 5 — жилы плагиоклаз-пироксенового состава интенсивно амфиболизированные с магнетитовой и сульфидной минерализацией; 6 — метапироксениты средне-мелкозернистые; 7 — плагиоклаз-амфиболовые породы мелкозернистые, расланцованные; 8 — зона интенсивного расланцевания и амфиболизации; 9 — геологические границы (а — наблюдаемые, б — предполагаемые); 10 — точки отбора проб, номера проб соответствуют таковым в таблице; 11 — контуры коренных выходов

ния. До настоящего времени принадлежность массива к Мончетундровской интрузии, или Мончегорскому комплексу, является предметом дискуссии, в связи с чем пока неясны и перспективы увяз-

ки с этими интрузиями так называемой Южноспичинской рудной зоны.

В ходе полевых работ 2009–2010 гг. нами исследованы взаимоотношения породных разно-

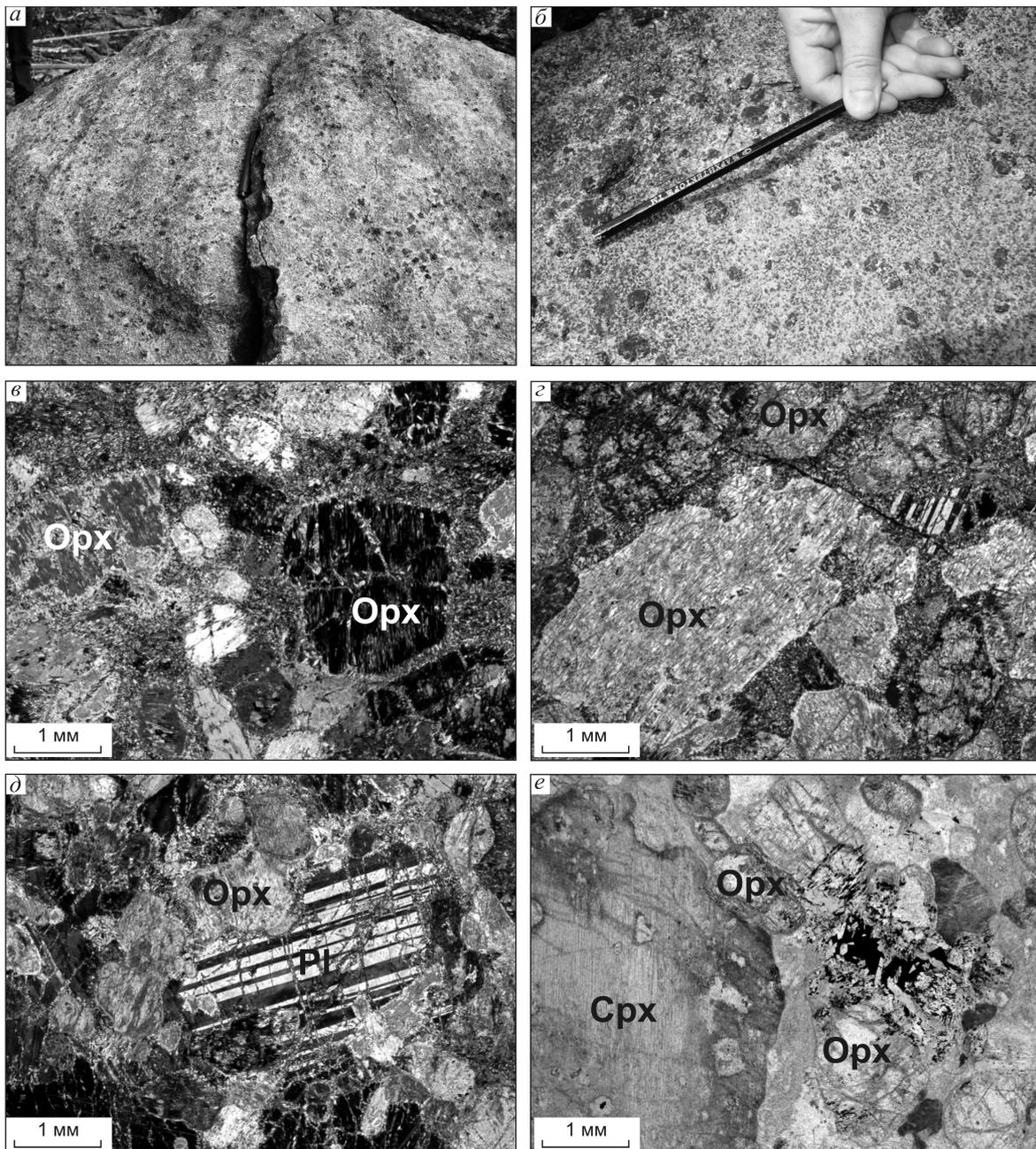


Рис. 3. Морфологические особенности метапироксенитов:

фото обнажений: *a* — коренной выход метапироксенитов, длина маркера (в центре) 12 см; *б* — фрагмент поверхности обнажения, сложенного метапироксенитами, темные участки — ойкокристаллы моноклинного пироксена; *фото прозрачных шлифов:* *в* — полные псевдоморфозы талька и амфибола по кристаллам ортопироксена, интеркумулусное пространство полностью заполнено эпидот-хлоритовым агрегатом, николи скрещены; *г* — наиболее крупная тальк-амфиболовая псевдоморфоза по ортопироксену в окружении более мелких зерен того же состава и небольшое интеркумулусное выделение плагиоклаза, николи скрещены; *д* — крупное интеркумулусное выделение плагиоклаза в окружении мелких тальк-амфиболовых псевдоморфоз по ортопироксену, николи скрещены; *е* — амфиболовая псевдоморфоза по крупному ойкокристаллу моноклинного пироксена, черное — сульфидно-оксидный вкрапленник, без анализатора

видностей на детальном участке (рис. 2), расположенном в восточной части Южноспчинского массива. Здесь в пределах расчистки и канавы, прой-

денных ОАО «ЦКЭ» в 2000–2001 гг., а также в многочисленных мелких коренных выходах удалось проследить относительные возрастные взаимо-

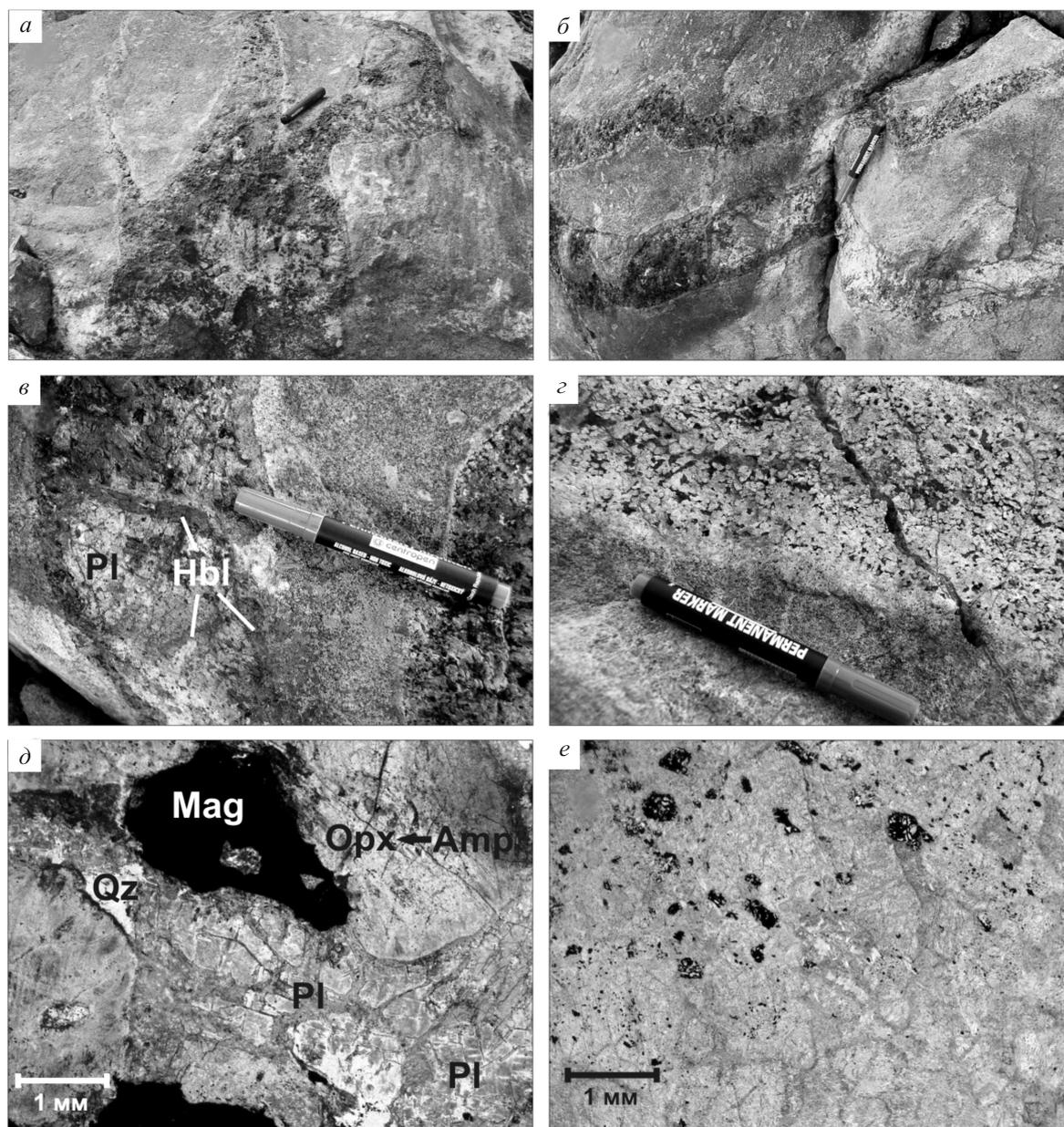


Рис. 4. Морфологические особенности жильных тел:

фото обнажений: а — разветвление жилы на ряд апофиз сложной формы; б — протяженные маломощные жильные апофизы; в — крупные кристаллы актинолита и участки, сложенные плагиоклазом, в составе жильного апофиза; г — кристаллы амфиболизированного ортопироксена на выветрелой поверхности жильного апофиза имеют светлую окраску, в интерстициях (темное — сосюритизированный плагиоклаз; *фото прозрачных шлифов:* д — амфиболизированная и окварцованная плагиоклаз-ортопироксеновая жильная порода, без анализатора; е — контакт амфиболизированного пироксена и жильной ортопироксеновой породы, насыщенной рудным веществом, без анализатора

отношения нескольких разновидностей метабазитов, слагающих массив. В северо-восточной части расчистки вскрыт небольшой выход мелкозернистых сланцеватых плагиоклаз-амфиболовых пород, относящихся, вероятно, к эндоконтактной зоне.

В центральной части расчистки обнажен наиболее крупный невысокий скальный выход средне-

мелкозернистых метапироксенитов длиной 8 м и шириной до 5 м (см. рис. 2). Породы темно-серого цвета массивной текстуры. Первично-магматические минералы (пироксены, плагиоклаз) интенсивно замещены постмагматическими (амфиболами, тальком, хлоритом, минералами группы эпидота), реликтовая гипидиоморфнозернистая структура

магматической породы во многих случаях видна достаточно отчетливо. От 40 до 60% объема породы составляют полные тальк-амфиболовые псевдоморфозы по ромбическому пироксену, имеющие короткопризматическую форму и размер от 0,5 до 5 мм (рис. 3, в, г, д). Межзерновое пространство заполнено тонкозернистым эпидот-хлоритовым агрегатом, среди которого сохранились многочисленные реликтовые участки бурого основного плагиоклаза. Иногда в породе присутствуют крупные (до 10 мм) ойкокристаллы моноклинного пироксена, частично или полностью замещенного амфиболом (см. рис. 3, е). На выветрелой поверхности ойкокристаллы моноклинного пироксена отчетливо выделяются, образуя скопления и неясно выраженные слои (см. рис. 3, а, б). Содержание моноклинного пироксена достигает 25% объема породы.

Расслоенность пород (чередование слоев метапироксенитов, содержащих и не содержащих моноклинный пироксен) выражена слабо. Слои имеют общее северо-западное простирание. В ойкокристаллах моноклинного пироксена заключены мелкие измененные зерна ромбического пироксена. Таким образом, породы представляют собой ортопироксеновый кумулат с интеркумулусными плагиоклазом и моноклинным пироксеном. В метапироксенитах присутствуют единичные выделения сульфидов. Сульфидное вещество ассоциирует с шестовидными кристаллами амфибола, заполняя пространство между ними (см. рис. 3, е). В южной части детального участка, в зоне тектонической переработки пород, метапироксениты рассланцованы, еще более интенсивно амфиболизованы, первичная структура породы затушевана. Метапироксениты пересечены плагиоклаз-пироксеновыми жилами. Видимая мощность наиболее крупной жилы в пределах скального выхода (см. рис. 2) достигает 2 м. Мощные жилы имеют северо-западное простирание и крутое падение от 70° на северо-востоке до субвертикального, занимая в целом субсогласное положение по отношению к расслоенности метапироксенитов. В то же время, многочисленные апофизы, отходящие от мощных жил во всех направлениях, имеют сложную, извилистую форму (рис. 4, а, б) и в большинстве случаев являются секущими по отношению к вмещающим метапироксенитам.

Минеральный состав жил изменяется от преимущественно ортопироксенового до амфибол-плагиоклазового, для всех типов жил характерна магнетитовая вкрапленность. Наиболее мощные жилы в центральной части участка сложены черной на сколе, с зеленоватым оттенком, крупнозернистой массивной породой. В ней хорошо видны крупные

выделения магнетита и более мелкая сульфидная вкрапленность. Содержание магнетита и сульфидов варьирует от единичных зерен до 3 об. %. На выветрелой поверхности жильные породы в ряде случаев приобретают светло-серую окраску и, на первый взгляд, выглядят как существенно плагиоклазовые породы (см. рис. 4, г). Под микроскопом жильный материал состоит из микроигольчатых амфиболовых псевдоморфоз по ортопироксену, заключенных среди тонкозернистого амфибол-хлоритового или соссюритового агрегата, среди которого сохранились реликтовые участки бурого плагиоклаза (см. рис. 4, д). Отмечаются также сульфидно-оксидная вкрапленность и тонкозернистые выделения гранулированного кварца. Размер псевдоморфно замещенных зерен ортопироксена достигает 8 мм, форма сечений овальная, изометрическая или неправильная со сглаженными извилистыми границами. Во многих случаях хорошо заметна реликтовая система параллельных трещин спайности, свойственная пироксену. Часто наблюдаются реликтовые субграфические структуры, указывающие на то, что зерна ортопироксена содержали закономерные вроски моноклинного пироксена. Контакт жилы и вмещающего метапироксенита четко фиксируется по наличию в первой оксидной и сульфидной вкрапленности (см. рис. 4, е), а также по изменению размера и формы зерен ортопироксена, изоморфно замещенных амфиболом. В метапироксените большинство зерен имеют размер <2 мм и правильную короткопризматическую форму, в жильной породе они достигают 8 мм, а их форма изометрическая или неправильная.

По простиранию участки жил, образованные преимущественно амфиболизованным ортопироксеном, переходят в участки амфибол-плагиоклазового состава. На поверхности обнажений хорошо видны крупные кристаллы темно-зеленой роговой обманки и светлые участки, сложенные плагиоклазом (см. рис. 4, в). Микроскопическое изучение показало, что жильный материал представлен широкотаблитчатыми кристаллами основного плагиоклаза длиной до 5 мм и длиннопризматическими кристаллами темно-зеленой роговой обманки. Кристаллы плагиоклаза окружены кварц-полевошпатовым микрографическим агрегатом, а также тонкопластинчатым хлоритом, амфиболом, магнетитом, образующими между собой незакономерные срастания.

В юго-восточной части расчистки вскрыта субширотная тектоническая зона, в пределах которой породы интенсивно метаморфизованы и рассланцованы. Материал жил здесь приобретает облик амфиболовой породы со сланцеватой текстурой, сложенной зеленой роговой обманкой, кварцем,

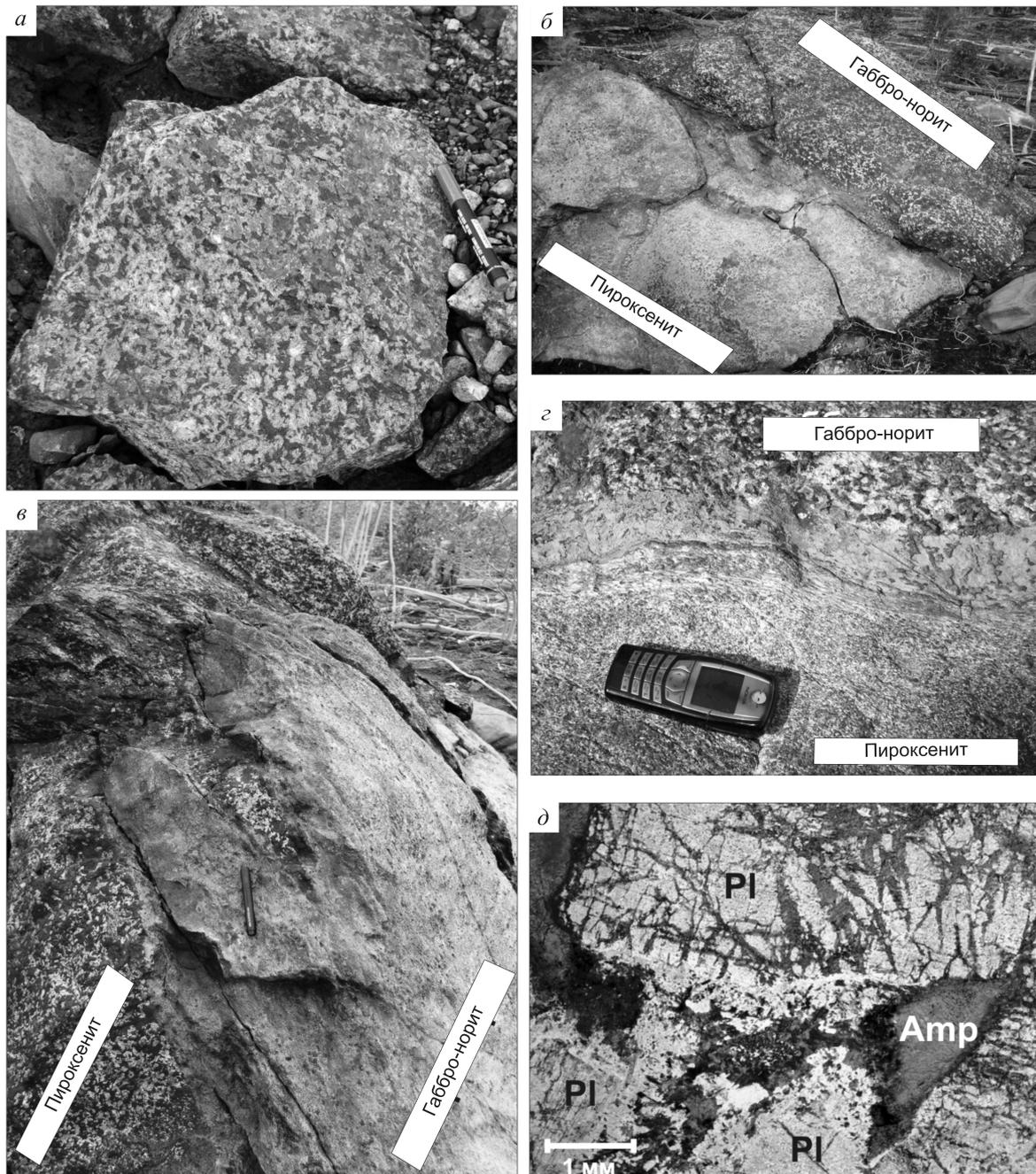


Рис. 5. Морфологические особенности габбро-норитов и контакта между пироксенитами и габбро-норитами:

фото обнажений: а — глыба крупнозернистого амфиболизированного габбро-норита из близкоренного глыбового развала; б — общий вид обнажения с контактом между пироксенитами и габбро-норитами; в — сложная извилистая форма контакта между пироксенитами и габбро-норитами; г — зона тектонического контакта, хорошо заметны хлоритовая оторочка, образовавшаяся по габбро-нориту, и согласная с поверхностью контакта сланцеватость амфиболизированного и хлоритизированного пироксенита; *фото прозрачного шлифа:* д — крупнозернистый амфиболизированный габбро-норит, без анализатора

магнетитом и сульфидами, распределенными в виде мелкой вкрапленности.

В юго-западном конце расчистки обнажаются небольшой коренной выход и близкоренные глы-

бовые развалы мезократовых габбро-норитов (см. рис. 2). На карте В.С.Войтеховича (см. рис. 1) данные породы обозначены как габбро. Однако микроскопическое изучение прозрачных шлифов и резуль-

Результаты химического анализа представительных проб пород детального участка

Компоненты, мас. %	Номера проб												
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	50,68	49,59	51,58	51,87	45,99	47,2	48,8	48,05	49,30	52,16	50,61	52,48	50,89
TiO ₂	0,85	0,77	1,02	0,30	1,63	0,88	0,55	0,68	0,80	0,22	0,22	0,20	0,21
Al ₂ O ₃	17,12	18,70	7,07	4,07	4,13	5,50	3,51	3,02	6,59	6,80	5,80	7,45	6,44
Cr ₂ O ₃	≤0,005	≤0,005	0,08	0,11	0,06	0,08	0,08	0,09	0,09	0,16	0,18	0,21	0,16
V ₂ O ₅	0,11	0,11	0,07	0,04	0,10	0,10	0,06	0,07	0,06	0,043	0,059	≤0,025	0,048
Fe ₂ O ₃	3,24	2,54	4,64	2,97	8,46	3,33	3,57	4,74	3,44	2,06	2,63	1,55	1,91
FeO	8,61	7,83	15,04	16,52	15,56	18,05	18,91	19,62	13,96	8,51	9,74	7,84	10,84
MnO	0,16	0,13	0,30	0,32	0,25	0,35	0,39	0,38	0,24	0,16	0,19	0,15	0,18
MgO	4,77	3,78	10,82	16,17	13,08	15,43	16,22	15,59	13,46	18,41	18,43	19,17	18,70
CaO	10,05	11,24	4,42	3,52	6,43	4,55	3,11	4,02	5,79	5,68	5,97	6,11	4,72
Na ₂ O	2,22	2,78	1,12	0,52	0,68	0,49	0,33	0,24	1,32	0,55	0,52	0,63	0,49
K ₂ O	0,38	0,38	0,10	0,07	0,10	0,08	0,06	0,05	0,14	0,11	0,053	0,13	0,082
H ₂ O ⁻	0,19	0,17	0,14	0,18	0,18	0,12	0,12	0,16	0,26	0,34	0,28	0,28	0,22
П.п.л.+H ₂ O ⁺	0,63	1,64	2,07	2,03	1,16	2,32	2,58	1,40	2,52	4,05	4,82	3,27	4,08
P ₂ O ₅	0,02	≤0,01	0,05	0,02	0,03	0,01	0,02	0,03	0,02	≤0,01	≤0,01	≤0,01	≤0,01
F	0,013	Н.о.	0,007	0,006	0,008	0,008	0,008	0,009	0,007	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Cl	0,22		0,062	0,087	0,26	0,15	0,12	0,13	0,52				
Cu	0,03	0,034	0,38	0,31	0,24	0,38	0,31	0,39	0,47	0,056	0,026	0,021	0,085
Ni	0,01	0,012	0,12	0,15	0,17	0,12	0,10	0,12	0,11	0,12	0,10	0,053	0,12
Co	0,008	0,012	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	≤0,01	0,012	0,010	0,011
CO ₂	0,20	≤0,10	0,29	0,41	0,96	0,52	0,84	0,90	0,20	0,19	≤0,10	0,26	0,38
S _{общ.}	0,03	0,06	0,27	0,20	0,12	0,28	0,19	0,24	0,29	0,06	0,06	0,07	0,11
Сумма	99,54	99,78	99,66	99,89	99,61	99,97	99,9	99,95	99,60	99,68	99,70	99,88	99,68
Pt, г/т	≤0,02	≤0,02	0,15	0,15	0,20	0,20	0,15	0,20	0,14	0,030	0,02	0,022	0,02
Pd, г/т	0,005	≤0,004	1,15	1,30	1,48	1,28	1,16	1,25	1,50	0,11	0,10	0,056	0,26
Rh, г/т	≤0,004	Н.о.	0,005	0,01	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,006	0,004	≤0,004	≤0,004
Au, г/т	0,004	0,010	0,048	0,061	0,069	0,066	0,045	0,054	0,052	0,020	0,018	0,009	0,014

Примечание. 1, 2 — габбро-нориты мезократовые крупнозернистые амфиболизированные, 3–9 — материал плагиоклаз-пироксеновых жид с магнетитом и сульфидами, 10–13 — метатриоксениты мелко-среднезернистые. Н.о. — компонент не определяется.

таты полного химического анализа (таблица, пробы 1, 2) показывают, что они относятся к крупнозернистым габбро-норитам массивной текстуры. Наименее измененные разности этих пород сложены кумулятивными таблитчатыми кристаллами плагиоклаза размером до 7 мм, имеющими в прозрачных шлифах буроватую окраску, минералы интеркумулуса представлены практически полностью амфиболитизированным моноклинным и ромбическим пироксеном (рис. 5, *д*). Для наиболее метаморфизованных разностей характерна пятнистая текстура, обусловленная темными выделениями роговой обманки на фоне светлых участков, состоящих из плагиоклаза и кварца (см. рис. 5, *а*). В габбро-норитах часто встречаются скелетные кристаллы титаномагнетита, частично или полностью замещенные титанитом, реже — хлорит, гранат, апатит.

К востоку от расчистки на склоне находится ряд небольших коренных обнажений, представленных как пироксенитами и метапироксенитами, так и крупнозернистыми габбро-норитами и метагаббро-норитами. В двух из них (см. рис. 2, *I, II*) нами обнаружен непосредственный магматический контакт пород (см. рис. 5, *б, в, г*) сложной формы с изгибами и узкими заливами (см. рис. 5, *в*). Пироксениты вблизи контакта переработаны в хлорит-актинолит-талковую породу, содержащую отдельные игольчатые кристаллы куммингтонита и тонкую магнетитовую сыпь. Порода интенсивно рассланцована, направление сланцеватости согласуется с плоскостью контакта. Непосредственно в зоне контакта со стороны пироксенита наблюдается актинолит-хлоритовая оторочка мощностью 1–1,5 см. Со стороны крупнозернистого габбро-норита на контакте имеется оторочка мощностью 3–8 см, которая отчетливо выделяется на выветрелой поверхности обнажений по яркому фиштакво-зеленому цвету. Данная оторочка состоит из тонкочешуйчатого хлорита, в массе которого содержатся отдельные крупные скелетные кристаллы титаномагнетита (см. рис. 5, *г*). За пределами оторочки располагается сильно измененный крупнозернистый габбро-норит, в составе которого пироксены полностью замещены актинолитом, роговой обманкой и отдельными чешуйками биотита, кристаллы плагиоклаза также частично амфиболитизированы, а характерные скелетные кристаллы титаномагнетита частично замещены титанитом.

Отметим, что наблюдение магматического контакта двух крупных интрузивных тел в коренном обнажении — достаточно редкое явление для докембрийских геологических объектов. В большинстве случаев контакты интрузий тектонизиро-

ваны или затушеваны позднейшими метаморфическими преобразованиями. На дневной поверхности они чаще всего выражаются в виде депрессий, заболоченных участков или водотоков. В данном случае на детальном участке фиксируется непосредственный магматический контакт пироксенитов и габбро-норитов. Строение зоны контакта позволяет сделать некоторые предположения о ходе и последовательности геологических процессов в пределах Южносопчинского массива.

По-видимому, внедрение габбро-норитов произошло после того как образовалось и затвердело пироксенитовое тело. Об этом говорит характер извилистого контакта, где острые выступы образует габбро-норит, а сглаженные, пологие формы характерны для пироксенита (см. рис. 5, *в*). Можно также предположить, что северная пироксенитовая часть массива была сформирована раньше, чем центральная и южная части, сложенные крупнозернистыми габбро-норитами. Вероятно, они внедрялись последовательно с временным разрывом, достаточным для того, чтобы пироксенитовая интрузия была закристаллизована, по крайней мере, в краевой своей части. Тем не менее, принадлежность пироксенитовой и габбро-норитовой частей Южносопчинского массива к Мончегорскому комплексу, или к Мончетундровской интрузии, может быть обоснованно определена только в ходе дальнейших петролого-геохимических исследований.

Жильные тела ультраосновного состава обнаружены среди пород Мончегорского района еще в начале 30-х годов прошлого столетия [3, 6]. Первоначально жильным породам не придавалось большого практического значения, но вскоре были открыты уникальные для Мончегорского комплекса богатые сульфидные жилы массива Ниттис-Кумужья-Травяная (НКТ), полностью отработанные в течение двух десятилетий. Подробная характеристика строения и состава жил дана В.А.Масленниковым и П.В.Лялиным [1]. Сульфидные жилы вытянуты вдоль длинной оси ультраосновного массива, их простирание варьирует от меридионального до северо-восточного. Залегая почти вертикально, они не выходят за пределы массива и выклиниваются как по простиранию, так и по падению, не достигая его границ. Месторождение состояло из 51 рудной жилы. Длина жил от 100 до 1400 м, протяженность на глубину от 30 до 440 м, мощность от нескольких сантиметров до 2–3 м, наиболее обычная — 20–60 см. Жилы были сложены сплошными сульфидными рудами, состоящими главным образом из пирротина, пентландита, халькопирита и магнетита.

Однако жилы рудного поля Ниттис-Кумужья-Травяная сложены не только сульфидным веще-

ством. Как указывают авторы [1], по простиранию жил к югу в их составе появляются плагиоклаз, роговая обманка, биотит, апатит и сульфидные жилы переходят в жилы габбро-пегматитов, преобладающими минералами которых являются плагиоклаз (An 65–45) и амфиболизированные ромбический и моноклинный пироксены. Количественные соотношения между минералами различные, выделяются участки пегматита меланократового и лейкократового (почти нацело сложенные плагиоклазом) состава. В верхней части жил, в северной и южной частях рудного поля сульфидные жилы по простиранию переходят в магнетитовые. Сопоставляя все имевшиеся в тот период данные, В.А.Маслеников и П.В.Лялин пришли к выводу о том, что в участках, близких к корням интрузии (т.е. в ее юго-западной части), ультрабазиты пересекаются жилами норитов и габбро-норитов. Севернее они сменяются жильными породами типа габбро-пегматитов, далее типичными крупнозернистыми пегматитами, последние по простиранию переходят в сульфидные жилы [1]. Таким образом, сопоставление жил массива Южносопчинский и юго-западной части Ниттис-Кумужья-Травяная, не содержащих богатой сульфидной руды, возможно.

По минералогическому составу жилы исследованного участка Южносопчинского массива сходны также с образованиями Сопчинского жильного поля. Жильные сульфидные тела в массиве Сопча обнаружены при бурении на глубинах >400 м. Жилы состоят из сульфидов и магнетита, а также из карбонатов, хлорита, актинолита. Дальнейшие исследования показали, что жильное поле горы Сопча сложено крутопадающими на юго-восток (80–90°) жилами с простиранием 20–30° в северо-восточной части и 50–60° в юго-западной. В массиве Сопча установлено 13 жил, связанных с системой зон повышенной трещиноватости и бластомилонитизации, которые часто прослеживаются и при отсутствии сульфидов. Общий объем жильного оруденения в массиве Сопча значительно уступает таковому в массиве Ниттис-Кумужья-Травяная. Мощность жил весьма невелика, раздувы и гнезда основных пегматитов практически отсутствуют [4].

Общая схема размещения жильных тел в рассматриваемых массивах нанесена на врезку к рис. 1. Схема Ю.Н.Нерадовского заимствована из работы [4], где приводится по данным И.С.Бартенева (1975 г.). Рудные поля в пределах этих массивов образуют в плане веерообразно расходящийся от сочленения Мончеплутона с Мончетундровским массивом пучок жил север–северо-восточного простирания с азимутами от 0 до 20° в массиве Ниттис-Кумужья-Травяная и от 20 до 50° в массиве Соп-

ча [4]. По мнению большинства исследователей, крутопадающие жилы сформировались на заключительных стадиях развития Мончегорского комплекса путем заполнения тектонических трещин, образовавшихся после затвердевания интрузии.

Начиная с конца 80-х годов XX в. рудные объекты Мончегорского района обследовались на платинометальное оруденение. В сульфидных жилах Ниттис-Кумужья-Травяная и Сопчи были установлены минералы платиновых металлов. Обнаруженные в последние годы медно-платиноидные руды массива Ниттис-Кумужья-Травяная связаны с тектоническими минерализованными трещинными зонами, представляющими собой «хвосты» выше-залегающих сульфидных жил главного рудного поля [4]. Проведенные нами исследования показывают, что именно жильные тела плагиоклаз-пироксенового состава и их измененные разности на детальном участке Южносопчинского массива содержат платинометальное оруденение. Во вмещающих метапироксенитах уровень фоновых содержаний ЭПГ также несколько повышен, но не превышает 0,29 г/т (см. таблицу).

По нашему мнению, плагиоклаз-пироксеновые жилы Южносопчинского массива формируют собственное жильное поле, которое является юго-восточным продолжением жильного поля массива Сопча. Однако в отличие от жил последнего, расположенных на значительной глубине, на изученном нами участке Южносопчинского массива жильные тела выходят на дневную поверхность. Северо-западное простирание жил указывает на то, что они могут являться частью единого «пучка», веерообразно расходящегося от предполагаемых корней Мончегорского комплекса. Вопрос о времени образования плагиоклаз-пироксеновых жил Южносопчинского массива (до или после внедрения габбро-норитового тела) остается в настоящее время открытым. Непосредственный контакт жильных тел и габбро-норитов нами пока не обнаружен. Поэтому для ответа на вопросы, касающиеся общей последовательности внедрения интрузивных фаз в этой части мафит-ультрамафитовых комплексов Мончегорского района, необходимы более детальные работы.

Продолженные исследования позволяют сделать следующие выводы.

В восточной части Южносопчинского массива (центральная часть Кольского полуострова) коренные обнажения сложены тремя главными типами пород. Наиболее широко развиты пироксениты и их метаморфизованные разновидности.

Пироксениты вмещают серию крутопадающих жил плагиоклаз-пироксенового состава, содержащих магнетитовую и сульфидную вкрапленность и

платинометальное оруденение. Жилы имеют множество апофиз, варьируют по составу от полностью пироксеновых до преимущественно плагиоклазовых разностей. Многие жилы интенсивно метаморфизованы с образованием плагиоклаз-хлорит-амфиболовых участков. По морфологии и минеральному составу жилы исследованного участка близки к жилам юго-западной части жильного поля массива Ниттис-Кумужья-Травяная, не содержащим богатой сульфидной руды, и, вероятно, к образованиям Сопчинского жильного поля. Широкое развитие достаточно мощных жил в обнажениях изученной части Южносопчинского массива, сходство их морфологии и минерального состава с таковыми бессульфидных жил Ниттис-Кумужья-Травяная, приуроченность и тех и других жил (как и жильных полей) к тектонической зоне, простирающей южносопчинских жил, указывающее на возможную связь с единым пучком, расходящимся от корней Мончегорского комплекса, — все эти признаки позволяют выделить жильное поле Южносопчинского массива, которое, вероятно, является юго-восточным продолжением жильного поля массива Сопча.

Наблюдение в обнажении магматического контакта двух интрузивных тел позволяет предполагать, что габбро-норитовое тело Южносопчинского массива может быть более молодым по отношению к телу пироксенитов. Таким образом, существует вероятность, что пироксенитовая и габбро-норитовая части являются не зонами единого Южносопчинского массива, как считалось ранее, а внедрялись последовательно с временным разрывом. Вопрос о времени образования жильных тел может быть решен в случае обнаружения их непосредственных контактов с крупнозернистыми габбро-норитами.

Сделанные выводы следует расценивать как предварительные, требующие более глубоких и

детальных исследований. Для более обоснованного определения принадлежности Южносопчинского массива к тем или иным интрузивным комплексам, а также для характеристики последовательности и условий формирования интрузивных фаз и зон с платинометальным оруденением необходимо продолжить исследование этого объекта. В результате подобных исследований могут быть уточнены представления об общей последовательности интрузивной деятельности в Мончегорском рудном районе.

Авторы благодарят сотрудников ГИ КНЦ РАН Л.И.Нерович и Н.Ю.Грошева за ценную критику и замечания к тексту рукописи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Геология* и рудные месторождения Мончегорского плутона / В.А.Маслеников, П.В.Лялин // Тр. ЛАГЕД АН СССР. Л., 1956. Вып. 3.
2. *Иванченко В.Н., Давыдов П.С.* Основные черты геологического строения месторождений и проявлений МПГ южной части Мончегорского рудного района // Проект Интеррег-Тасис: Стратегические минеральные ресурсы Лапландии — основа устойчивого развития Севера. Сборник материалов проекта. Вып. II. Апатиты, 2009. С. 70–78.
3. *Котульский В.К.* Медно-никелевые руды Монча-тундры // Хибинские Апатиты. Л., 1933. Ч. VI. С. 164–167.
4. *Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение.* Ч. 1, 2. — Апатиты: КНЦ РАН, 2004.
5. *Рудная платинометальная минерализация в расслоенном Мончегорском магматическом комплексе (Кольский полуостров, Россия) / Т.Л.Гроховская, Г.Ф.Бакаев, В.В.Шолохнев и др.* // Геология рудных месторождений. 2003. Т. 45. № 4. С. 329–352.
6. *Рутштейн С.М.* Геологическое строение и оруденение для трех основных массивов Монча-тундры // Хибинские Апатиты. Л., 1933. Ч. VI. С. 168–175.

УДК 553.435:551.243

© С.Е.Знаменский, 2011

ДЕФОРМАЦИОННЫЕ СТРУКТУРЫ БАЛТА-ТАУСКОГО И БАКР-УЗЯКСКОГО КОЛЧЕДАННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МАГНИТОГОРСКОЙ МЕГАЗОНЫ, ЮЖНЫЙ УРАЛ

С.Е.Знаменский (Институт геологии Уфимского научного центра РАН)

По результатам структурных и тектонофизических исследований на Балта-Тауском и Бакр-Узякском колчеданных месторождениях Магнитогорской мегазоны показано, что деформационные структуры месторождений представляют собой полигенно-полихронные образования, объединяющие ранние надвиговые и поздние сдвиговые парагенезисы.

Ключевые слова: колчеданное месторождение, рудное тело, надвиг, взброс, сдвиг, антиклиналь, дуплекс, тектонофизические реконструкции.

Знаменский Сергей Евгеньевич, Znamensky_Sergey@mail.ru

DEFORMATIONAL STRUCTURES OF BALTA-TAU AND BAKR-UZYAK MASSIVE SULPHIDE DEPOSITS OF THE MAGNITOGORSK MEGAZONE, THE SOUTHERN URALS

S.E.Znamensky

Results of structural and tectonophysical investigations, executed on Balta-Tau and Bakr-Uzyak massive sulphide deposits of the Magnitogorsk megazone, has been considered. It was shown, that deformational structures of deposits are polygenetic-polychronous, uniting early thrust and late strike-slip fault parageneses.

Key words: massive sulphide deposit, ore body, thrust, reverse fault, strike-slip fault, anticline, duplex, tectonophysical reconstruction.

Закономерности палеовулканического контроля колчеданного оруденения Южного Урала детально охарактеризованы в ряде работ [1, 9, 11–13 и др.]. В тоже время, роль послевулканических деформационных процессов в формировании геологических структур колчеданных месторождений региона изучена недостаточно полно, что негативно влияет на эффективность проводимых поисково-разведочных и эксплуатационных работ. Актуальными остаются вопросы, касающиеся геодинамических режимов, механизмов образования и стадийности развития деформационных структур месторождений этого типа.

Структурно-тектонофизический анализ деформационных структур колчеданных месторождений Балта-Тау и Бакр-Узяк, расположенных на западном фланге Магнитогорской мегазоны Южного Урала, выполнен на основе картирования поверхности и уступов эксплуатационных карьеров, документации керн скважин, а также обобщения материалов предшествующих поисково-разведочных и тематических работ.

Месторождение Балта-Тау находится в 23 км южнее г. Баймак Республики Башкортостан на восточном фланге Таналыкского поднятия, сложенного вулканогенными комплексами ранне-среднедевонского возраста. Его изучением в разные годы занимались М.И.Исмагилов, В.В.Масленников, И.В.Рачев, В.М.Рудаков, И.Б.Серавкин, А.Д.Ситнев, П.Ф.Сопко и многие другие геологи. На месторождении выявлены две основные залежи мас-

сивных колчеданно-полиметаллических руд: Центральная (рудное тело 1) и Юго-Восточная (рудное тело 6). Со стороны лежачего бока рудные тела сопровождаются зонами прожилково-вкрапленной сульфидной минерализации, развитой среди хлорит-серицит-кварцевых метасоматитов. В ранних публикациях по данным бурения месторождение относили к недеформированным колчеданным объектам гидротермально-метасоматического генезиса [11, 13]. Предполагалось, что колчеданное оруденение локализовано внутри экструзивных или субвулканических тел мегафировых кварцпироксен-плагиоклазовых андезидацитов, прорывающих отложения ирендыкской свиты (D_1 – D_2) вблизи границы с баймак-бурибаевскими вулканами (D_1). Сложная изогнутая форма рудных тел объяснялась морфологией верхнего рудоконтролирующего контакта метасоматитов с неизменными порфиритами [13]. Вскрытие карьером в конце прошлого столетия Юго-Восточной залежи позволило установить, что существенная ее часть сложена гидротермально-осадочными рудами — ритмично-слоистыми сульфидными песчаниками и дресвяниками [10], а изогнутая форма рудного тела имеет деформационное происхождение. Однако детально деформационная структура месторождения осталась не изученной.

Автором статьи совместно с А.М.Косаревым установлено, что оба рудных тела локализованы в верхней части толщи метасоматически измененных туфов и тефроидов кислого состава (рис. 1), разбу-

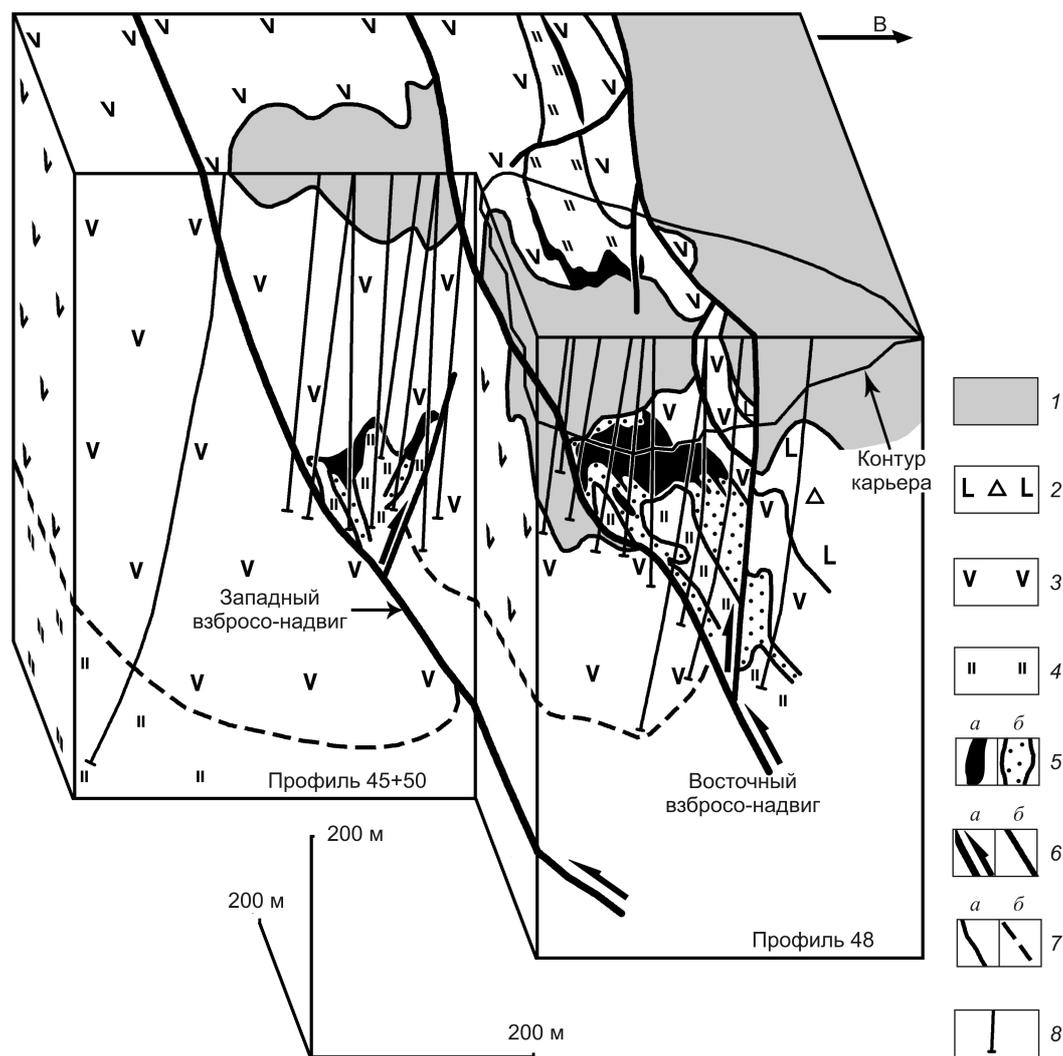


Рис. 1. Блок-диаграмма месторождения Балта-Тау, составлена с использованием данных А.М.Косарева, И.В.Рачева, В.М.Рудакова, А.Д.Ситнова:

ирендыкская свита (D_{1-2}): 1 — терригенно-тефроидные породы, 2 — туфы и подчиненные эффузивы пироксен-плагиоклазовых порфиритов, 3 — экструзивные и эффузивные кварц-пироксен-плагиоклазовые порфириты и их туфы; 4 — баймак-бурибаевская свита (D_1), метасоматиты по туфам и тефроидам кислого состава; 5 — колчеданно-полиметаллические массивные (а) и прожилково-вкрапленные (б) руды; б — разрывные нарушения (стрелками показаны направления смещений висячих крыльев): а — взбросо-надвиги, б — прочие разломы; 7 — достоверные (а) и предполагаемые (б) геологические границы; 8 — буровые скважины

ренной на глубину 100 м. По петрографическим и литолого-фациальным особенностям породы толщи близки с вулканитами баймак-бурибаевской свиты [15]. Колчеданные залежи перекрыты отложениями ирендыкской свиты, разделяющейся на три пачки (снизу вверх): эффузивные и экструзивные кварцсодержащие андезибазальты, андезиты, андезидациты и их туфы мощностью 0–350 м; гравийные и агломератовые туфы и подчиненные эффузивы пироксен-плагиоклазовых порфиритов мощностью 0–100 м; ритмично-слоистые терригенно-тефроидные

алевролиты, песчаники, гравелиты и конгломераты мощностью >200 м. Мощность первой пачки ирендыкской свиты максимальна на западном фланге месторождения, а второй — в его восточной части. В районе Юго-Восточной рудной залежи пачки выклиниваются. По-видимому, в период их накопления здесь располагалось поднятие — палеовулкан, сложенный баймак-бурибаевскими породами. Возможно, Юго-Восточная залежь сформировалась в кальдерной депрессии, осложняющей эту вулканическую постройку. Неровности древнего рельефа

«нивелируют» слоистые терригенно-тефроидные породы верхней пачки ирендыкской свиты, которые в западном борту карьера залегают непосредственно на рудном теле.

По нашим данным, главными элементами современной разрывной структуры месторождения служат два субпараллельных взбросо-надвига восток–северо-восточного падения — Западный и Восточный. Восточный разлом вскрыт эксплуатационным карьером (рис. 2). Взбросо-надвиг проходит вдоль западного фланга Юго-Восточной залежи, наследуя в подрудной части разреза зону рудо-подводящего канала, вмещающего прожилково-вкрапленную минерализацию. Со стороны висячего бока он оперяется взбросом встречного падения, ограничивающим рудное тело с востока. Как главный, так и оперяющий разломы морфологически представлены сериями субпараллельных протяженных зеркал скольжения, сопровождающихся зонами расланцевания, разноориентированных трещин и мелких зеркал скольжения. Мощность зоны взбросо-надвига 10–15 м, а оперяющего его взброса 2–3 м. Колчеданная залежь в тектоническом клине, ограниченном дизъюнктивами, смята в продольную (по отношению к разрывам) антиклиналь F_1 . Приразломная складка отчетливо картируется в южном борту карьера по элементам залегания маломощного (до 3 м) прерывистого горизонта туфогенно-осадочных пород, перекрывающего рудное тело. В обломочной фракции туфогенно-осадочных пород присутствуют рудокласты. Антиклиналь имеет длину по простиранию >1 км. Шарнир складки в современной структуре полого погружается на юго-восток. Кроме того, вблизи взбросо-надвига проявлены северо-восточные конические складки и крутопадающие разрывы второй генерации (см. рис. 2). Существенного влияния на общую структуру месторождения они не оказывают. Складки F_2 имеют амплитуду, измеряемую первыми десятками метров. Отличительной особенностью разрывов второй генерации является дуплексное строение. Дуплексы в близвертикальных стенках уступов карьера представлены тектоническими линзами, ограниченными зеркалами скольжения, реже швами с милонитовым материалом. Морфология дуплексных структур свидетельствует о том, что они формировались в процессе взбросовых движений по северо-восточным разрывам.

В качестве примера рассмотрим строение разрывного нарушения второй генерации, вскрытого уступами в юго-восточном борту карьера. Здесь картируется разломная зона мощностью около 1,5 м, падающая на юго-восток под углом 60° . Как видно на зарисовке, приведенной на рис. 3, боль-

шая часть разломной зоны состоит из тектонических линз-дуплексов размером от первых десятков сантиметров до 1 м. Ограничениями дуплексов служат зеркала скольжения двух систем. Зеркала первой из них субпараллельны разломной зоне и занимают положение магистральных сколов. Более мелкие зеркала скольжения второй системы имеют простирание, близкое к простиранию разломной зоны, а падение направлено в противоположную или в ту же сторону, но под большим углом. При этом для трещин второй системы характерна S-образная форма. Внутренние части дуплексов разбиты сеткой трещин и нередко имеют чешуйчатую структуру. Некоторые дуплексы состоят из тектонических линз более высокого порядка. Очевидно, что в рассмотренном примере дуплексы зоны взбросовые [17]. Анализ линейности пересечения разрывов [19], ограничивающих дуплексы, подтверждает данный вывод. С помощью указанного метода по разломной зоне восстановлены взбросовые смещения с незначительной сдвиговой компонентой (см. диаграмму на рис. 3). Вертикальная амплитуда перемещений по ней, как, впрочем, и по другим разломам второй генерации, не превышает первых метров.

Для выяснения особенностей структурной эволюции Восточного взбросо-надвига в пяти пунктах эксплуатационного карьера выполнен кинематический анализ направлений вектора смещений по вторичным разрывам, развитым в зоне этого разлома, а также вблизи оперяющего его взброса [4]. Разделение разновозрастных полей палеотектонических напряжений производилось с использованием методических приемов, предложенных В.А.Корчамагиным и В.С.Емцем [7]. Кинематика движений по вторичным разрывам определялась по бороздам скольжения, для которых направление вектора перемещений было подтверждено ориентировкой складок волочения, трещин отрыва и C-S-тектонитов. Во всех пунктах структурных наблюдений установлена смена ранних надвиговых полей напряжений сдвиговыми. Для первых характерна устойчивая северо-восток–юго-западная ориентировка оси сжатия, для вторых — юго-восток–северо-западная. Примеры тектонофизических реконструкций приведены на диаграммах а–в рис. 2 (пункты структурных наблюдений 1, 2, 3 соответственно).

Восстановленные поля напряжений отражают две главные стадии в развитии взбросо-надвига и оперяющего его взброса. С надвиговыми полями напряжений связано заложение взбросо-надвига и оперяющего его взброса, движения по которым вызвали образование рудной антиклинали. Амплитуда вертикальных смещений по взбросо-надвику

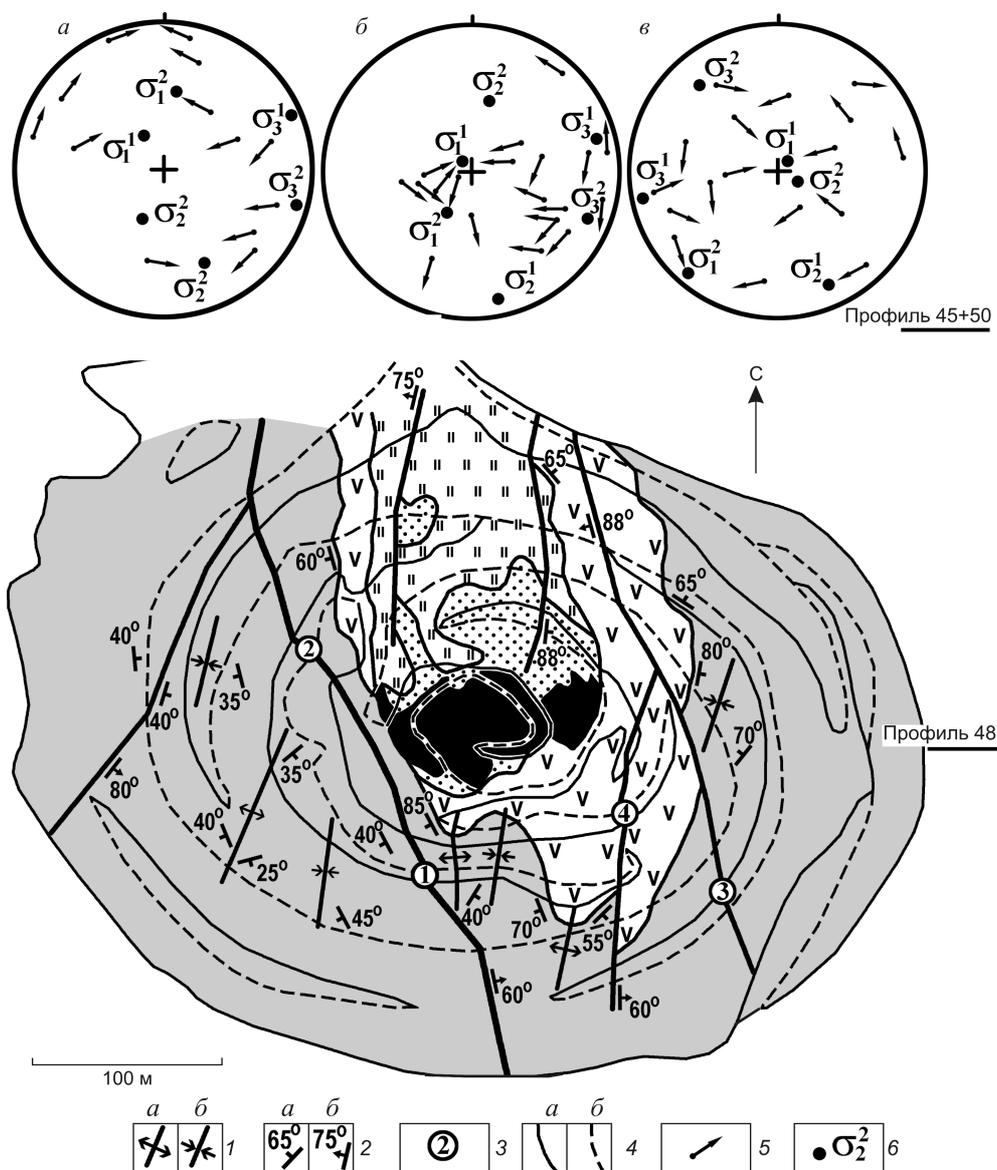


Рис. 2. Геолого-структурная схема карьера месторождения Балта-Тау:

1 — оси антиклинальных (*а*) и синклинальных (*б*) складок F_2 ; 2 — элементы залегания (*а* — слоистости, напластования и контактов пород, *б* — разрывных нарушений); 3 — пункты структурных наблюдений и их номера; 4 — верхние (*а*) и нижние (*б*) границы уступов карьера; на диаграммах *а-в* (сетка Вульфа) выходы на верхнюю полусферу; 5 — направлений смещения висячих крыльев разрывов в точке полюса, *б* — осей главных нормальных напряжений (σ_1 — максимальных, σ_2 — средних, σ_3 — минимальных; верхними индексами обозначены генерации полей палеонапряжений от ранних к поздним); остальные усл. обозн. см. рис. 1

>200 м. По взбросу она составляет ~60 м. Под действием поздних сдвиговых полей палеонапряжений по разломам произошли реактивированные смещения, обусловившие формирование парагенезиса мелких конических складок и взбросов северо-восточного простирания. Из тектонофизики известно [20], что такая ассоциация вторичных складок и разрывов характерна для левосторонних транспрессивных структурообразующих обстановок.

Западный взбросо-надвиг, перебуренный скважинами, развит вдоль западного фланга Центральной рудной залежи. В керне скважин он представлен мощной зоной расланцевания. Как и Восточный взбросо-надвиг, характеризуемый разлом в подрудной части разреза наследует зону рудоподводящего канала, а со стороны висячего бока оперяется разрывом встречного падения, ограничивающим колчеданную залежь с востока. Рудное

тело смято в веерообразную антиклиналь, осложненную дополнительными складками. Судя по данным бурения, рудная антиклиналь ориентирована вдоль простирания ограничивающих ее разломов, что свидетельствует о взбросо-надвиговых смещениях по ним. Направление дополнительных складок достоверно установить не удалось. По-видимому, по Западному взбросо-надвигу происходили и более поздние сдвиговые движения. На это указывают близгоризонтальные борозды скольжения на плоскостях расланцевания, наблюдавшиеся нами в зоне разлома в коренных обнажениях.

Таким образом, месторождение Балта-Тау имеет складчато-взбросо-надвиговую деформационную структуру, осложненную северо-восточными складками и разрывами, образовавшимися в условиях левосторонней транспрессии. Формирование позднего складчато-разрывного парагенезиса связано с реактивированными левосторонними смещениями по взбросо-надвигам в условиях транспрессии.

Месторождение Бакр-Узяк расположено в 25 км севернее г. Сибай Республики Башкортостан в северо-восточной части одноименной брахиантиклинали, сложенной базальт-риолитовыми комплексами карамалыташской свиты (D₂) [11]. Изучением его геологического строения занимались И.С.Вахромеев, Ф.И.Ковалев, П.В.Лазарев, О.В.Минина, С.И.Светличный, Н.Н.Солодковой и другие геологи. На месторождении разведаны несколько маломощных линз массивных и вкрапленных колчеданно-полиметаллических руд, к настоящему времени в значительной степени выработанных карьером и шахтами.

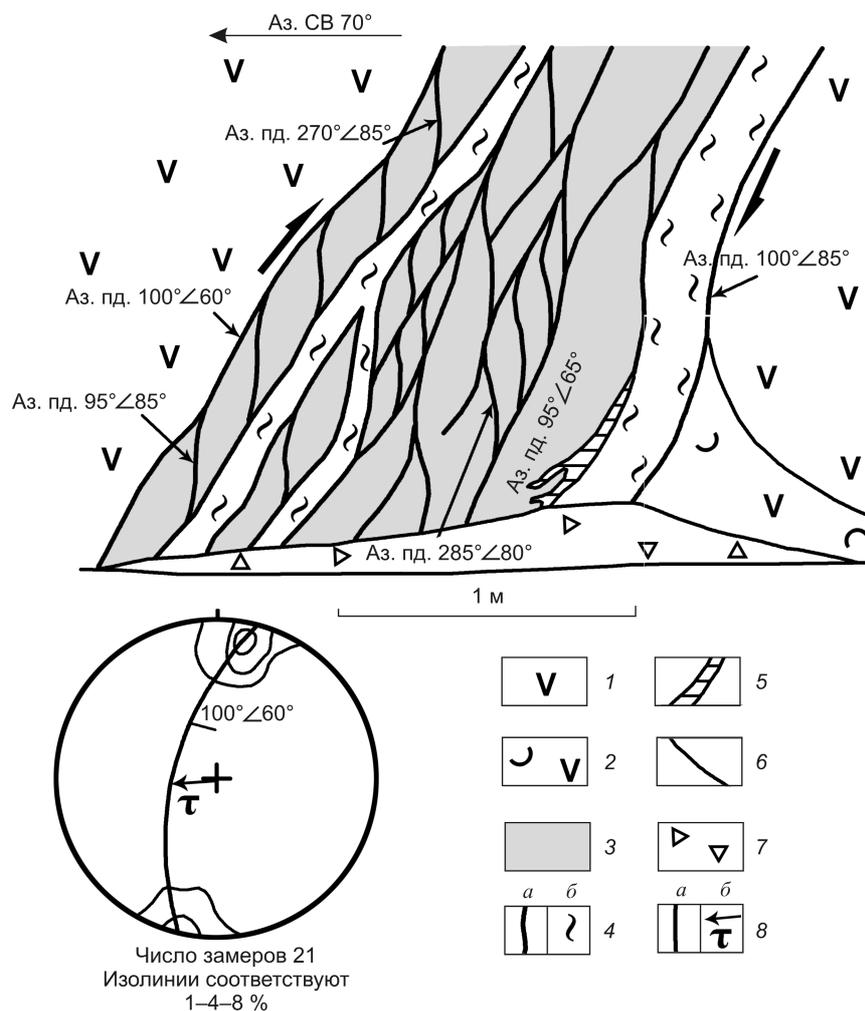


Рис. 3. Строение зоны северо-восточного разлома второй генерации, зарисовка уступа в юго-восточном борту карьера (точка наблюдений 4 см. на рис. 2):

1 — андезиты и андезидациты; 2 — туфы среднего состава; 3 — динамометаморфизованные андезиты и андезидациты; 4 — зеркала скольжения (а) и зоны расланцевания (б); 5 — кварцевые жилы; 6 — геологические границы; 7 — ось разлома; 8 — на диаграмме (сетка Вульфа) выходы на верхнюю полусферу плоскости разлома (а) и направления вектора смещения его висячего крыла (б)

В результате предшествующих поисково-разведочных и тематических работ было установлено, что месторождение залегает в зоне разлома западного падения, описанного в литературе как Бакр-Узякский надвиг [2]. По этому разлому карамалыташские вулканогенные толщи надвинуты на отложения зилаирской свиты (D₃). Предполагается, что надвиговая зона имеет чешуйчатую структуру. В строении отдельных пластин участвуют породы карамалыташской свиты, а также кремнистые и терригенно-карбонатные отложения, содержащие споры растений и макрофауну позднеживетскофаменского возраста [2, 16].

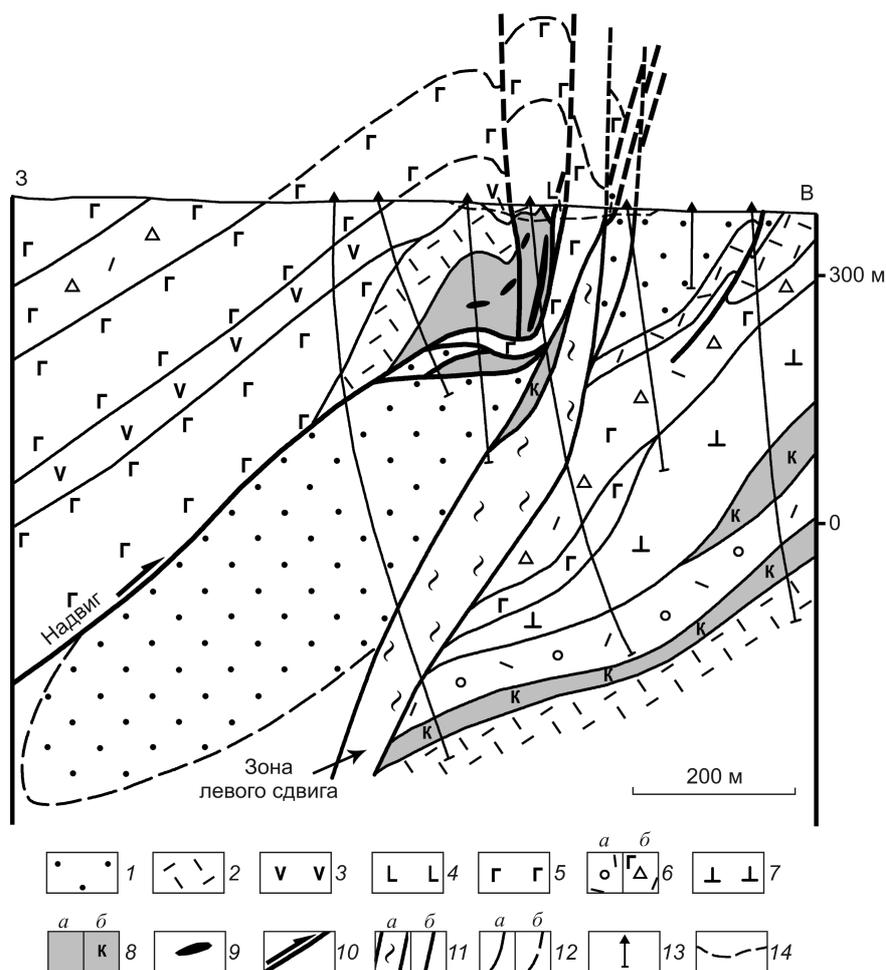


Рис. 4. Геологический разрез месторождения Бакр-Узяк, составлен с использованием материалов П.В.Лазарева, Г.И.Водорезова, В.Г.Шугарева, А.М.Косарева:

1 — кремнистые и терригенно-карбонатные породы (D_{2-3}); карамальташская свита (D_2): 2 — риодациты, 3 — андезиты и брекчии смешанного состава, 4 — пироксеновые порфириды, 5 — базальты с прослоями туфов основного состава и яшм, 6 — туфы кислого (а) и смешанного (б) составов; 7 — субвулканические риодациты; 8 — серицит-кварцевые (а) и карбонат-хлорит-кварцевые (б) метасоматиты; 9 — колчеданные залежи; 10 — надвиги и взбросы; 11 — зона левого сдвига (а) и ее вторичные разрывы (б); 12 — геологические границы (а — достоверные, б — предполагаемые); 13 — буровые скважины; 14 — контур карьера

Колчеданное оруденение локализовано в карамальташских вулканитах кислого состава, слагающих одну из тектонических пластин на западном фланге надвиговой зоны. По представлениям Н.Н.Солодкого, С.И.Светличного и некоторых других исследователей, среднедевонские породы кислого состава, распространенные в зоне надвига, в том числе и рудовмещающие вулканиты, относятся главным образом к субвулканическим или гиповулканическим образованиям. Однако детальные геолого-петрографические исследования, выполненные И.С.Вахромеевым [2], Г.И.Водорезовым с соавторами [3], А.М.Косаревым и

С.Е.Знаменским [8], показали, что в составе карамальташской свиты на месторождении преобладают эффузивные фации пород кислого состава. Анализ Бакр-Узякской разломной зоны с использованием современных методов структурных исследований до настоящего времени не проводился.

По нашим данным, строение западного фланга разломной зоны и, соответственно, месторождения определяют два разновозрастных разрывных нарушения западного падения: пологий высокоамплитудный надвиг и наложенный на него более крутой левый сдвиг (рис. 4).

Надвиг имеет листрическую форму. Его фронтальная часть, вскрытая эксплуатационным карьером, состоит из чешуйчатых разломов, круто падающих на запад-северо-запад под углами $60-85^\circ$ (рис. 5). Они представлены зонами интенсивного расщепления мощностью 10–15 м, вмещающими разрывы с глиной трения и крупные зеркала скольжения. При изучении малых структурных форм выявлены

две основные фазы движений по разломным зонам: ранние взбросовые и поздние левосдвиговые. Индикатором ранних смещений могут служить изоклинные складки F_1 с субгоризонтальными шарнирами, а также линзовидные дуплексные структуры взбросового типа, сохранившиеся в отдельных интервалах разломов. Участки развития дуплексов представляют собой пакеты тонких тектонических пластин, ограниченных магистральными зеркалами скольжения и зонами расщепления. Магистральные разрывы связаны между собой чешуйчатыми Z-образными трещинами. Во всех пунктах при анализе линейности пересечения разрывов, ограничиваю-

щих дуплексы [19], по разломным зонам восстановлены взбросовые движения (см. диаграмму *a* на рис. 5; пункт структурных наблюдений 1). На поздние сдвиговые смещения по разломам указывают близгоризонтальные борозды на зеркалах скольжения, наложенные на борозды, ориентированные по линии падения-восстания сместителей.

По падению на глубинах 150–200 м надвиг приобретает близгоризонтальное залегание и имеет в этом интервале дуплексную структуру. Строение разлома на более глубоких горизонтах достоверно не установлено. По данным бурения угол его падения увеличивается до 30–40°.

Вулканогенные породы карамалыташской свиты, распространенные в висячем крыле надвига, смяты в лежащую бескорневую антиклиналь F_1 .

Западное крыло складки осложнено взбросами восточного падения, оперяющими основную надвиг. Ядро антиклинали выполнено серицит-кварцевыми метасоматитами, сформировавшимися по вулканитам кислого состава. На западном крыле складки метасоматиты перекрывают маломощным (2–3 м) горизонтом темно-красных грубослоистых яшм, что свидетельствует об эффузивной природе рудовмещающих пород. Колчеданные залежи локализованы среди серицит-кварцевых метасоматитов и располагаются на одном стратиграфическом уровне,

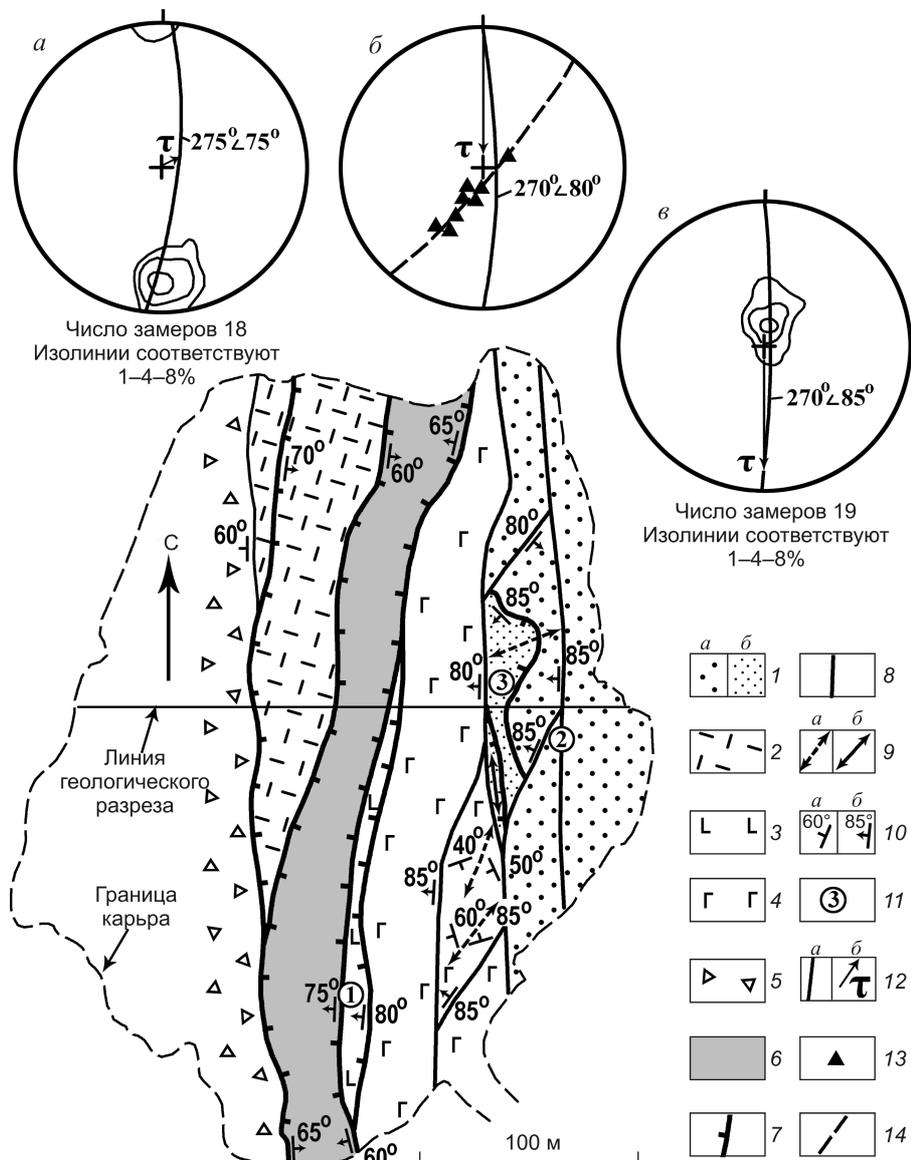


Рис. 5. Геолого-структурная схема карьера месторождения Бакр-Узяк, составлена с использованием данных Ф.И.Ковалева, А.М.Косарева:

1 — терригенно-карбонатные (*a*) и кремнистые (*б*) породы (D_{2-3}); карамалыташская свита (D_2); 2 — риодациты, 3 — мегафировые пироксеновые порфиры, 4 — интенсивно динамометаморфизованные пиллоу-базальты с прослоями туфов основного состава и яшм, 5 — брекчии смешанного состава; 6 — серицит-кварцевые метасоматиты; 7 — взбросы и надвиги; 8 — левые сдвиги; 9 — оси складок F_1 (*a*) и F_2 (*б*); 10 — элементы залегания слоистости (*a*) и разломов (*б*); 11 — пункты структурных наблюдений и их номера; диаграммы: *a*, *б* — ориентировки линейности пересечения разрывов, *б* — ориентировки шарниров складок F_2 ; на диаграммах (сетка Вульфа) выходы на верхнюю полусферу: 12 — плоскостей разломов (*a*) и направлений вектора смещения их висячих крыльев (*б*), 13 — шарниров складок F_2 , 14 — осевой плоскости складчатости F_2

не, который отчетливо трассирует антиклинальную структуру.

Крылья складки сложены вулканитами преимущественно основного состава. Лежачее крыло образуют пиллоу-базальты с прослоями туфов основного состава и яшм, а также крупнопорфирные

пироксеновые порфириды. По литолого-фациальным и петрогеохимическим особенностям они идентичны вулканитам, слагающим висячее крыло антиклинали [8]. В пользу надрудного стратиграфического положения пиллоу-базальтов и порфиритов свидетельствует также отсутствие в них сколько-нибудь заметных признаков окolorудных метасоматических изменений. Вероятно, Бакр-Узякское месторождение сформировалось на западном фланге вулканической постройки кислого состава, центральные зоны которой в современной структуре находятся в лежачем боку надвига. Рудоносный блок был перемещен по надвику в восточном направлении на расстояние не менее 1 км. Терригенно-карбонатные породы (D_{2-3}), примыкающие к надвику со стороны лежачего бока, смяты в синклинали складку. По данным бурения восточное крыло синклинали осложнено малоамплитудными взбросо-надвигами западного падения.

Поздний левый сдвиг хорошо обнажен в восточном борту карьера, что позволило детально изучить его строение. Сдвиговое нарушение представлено здесь разломной зоной мощностью 20–60 м, секущей под острым углом систему чешуйчатых взбросов фронтальной части надвига. По сравнению с север-северо-восточными взбросами сдвиговая зона ориентирована в меридиональном направлении. Она состоит из вторичных меридиональных и северо-восточных крутопадающих разрывных нарушений — зон смятия-рассланцевания мощностью до 10 м, сопровождающихся разрывами с глиной трения и крупными зеркалами скольжения. В кинематическом отношении меридиональные разломы являются левыми сдвигами с незначительной вертикальной компонентой смещения, тогда как северо-восточные нарушения — взбросами с подчиненной левосдвиговой составляющей. Вторичные разрывы образуют сдвиговые дуплексы сжатия линзовидной в плане формы [21]. В пределах тектонических линз вмещающие породы сильно динамометаморфизованы и местами смяты в конические складки F_2 северо-восточного направления. Примечательно, что взбросы, оказавшиеся внутри сдвиговой зоны, также деформированы в северо-восточные складки. Выявленные особенности строения сдвиговой зоны позволяют отнести ее к разрывным структурам трансpressивного типа [20].

Нами определены направления вектора смещений по меридиональным разрывам, ограничивающим сдвиговую зону с запада и востока. В пункте структурных наблюдений 2 (см. рис. 5) произведены замеры элементов залегания шарниров и осевых поверхностей складок волочения F_2 , развитых в лежачем боку западного граничного разлома (ази-

мут падения $270^\circ \angle 80^\circ$). В изучавшемся обнажении приразломные складки имеют различные углы наклона шарниров и близкие элементы осевых поверхностей, которые круто падают на северо-запад. На круговой диаграмме шарниры складок концентрируются вдоль одной поверхности — осевой плоскости складчатости F_2 (см. диаграмму *б* на рис. 5). Вектор смещения располагается ортогонально к линии пересечения этой плоскости с плоскостью разлома, который в данном случае является левым сдвигом с подчиненной сбросовой компонентой смещения.

Направление вектора перемещения по восточному граничному разлому было определено по линейности пересечения вторичных Y -сколов и P -сдвигов [18]. Исследования проводились в пункте структурных наблюдений 3. Разлом здесь падает по азимуту $270^\circ \angle 85^\circ$. Y -сколы и P -сдвиги представлены мелкими зеркалами скольжения или тонкими зонами рассланцевания меридионального и северо-восточного простирания соответственно. Для P -сдвигов характерна Z -образная форма. Установлено, что восточный граничный разлом относится к левым сдвигам с незначительной взбросовой составляющей смещения (см. диаграмму *в* на рис. 5).

Результаты кинематического анализа говорят о поднятии внутренних частей разломной зоны относительно ее крыльев, что является одним из основных диагностических признаков трансpressивных сдвигов [20]. Из-за крайне плохой обнаженности сдвиговой зоны достоверно оценить амплитуду смещений по ней не удалось.

Таким образом, деформационная структура месторождения Бакр-Узяк определяется сочетанием высокоамплитудного надвига и наложенного на него левого трансpressивного сдвига.

Как видно из приведенных выше данных, деформационные структуры месторождений Балта-Тау и Бакр-Узяк представляют собой полигенно-полихронные образования, объединяющие ранние надвиговые и поздние сдвиговые ассоциации структурных элементов. Последовательная смена на деформационном этапе развития надвиговых деформаций сдвиговыми дислокациями выявлена и на других колчеданных месторождений Магнитогорской мегазоны — Бурибайском, Гайском, Учалинском и Новоучалинском [6, 14]. Так, на Учалинском месторождении вначале колчеданосная эффузивно-экструзивная постройка кислого состава была смята в антиклинальную складку, сочетающую ассоциированную складку, в которую деформировано рудное тело, и более обширную шовную антиклиналь близмеридионального простирания. Осевая зона шовной складки осложнена серией

продольных взбросов западного падения. Впоследствии антиклиналь была «запечатана» дайками габброидов с абсолютным возрастом 300 млн. лет. Размещение даек контролировалось северо-западными левыми сдвигами.

Установленные закономерности формирования деформационных структур колчеданных месторождений Магнитогорской мегазоны, по нашему мнению, отражают эволюцию геодинамического режима в пределах этого региона на позднепалеозойском этапе общей коллизии. Коллизийный этап характеризовался проявлением двух главных стадий тектогенеза: надвигообразования (C_2) и сдвигообразования в условиях левосторонней транспрессии (C_2-P) [5].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бородаевская М.Б., Кривцов А.И., Ширай Е.П.* Основы структурно-формационного анализа колчеданосных провинций. – М.: Недра, 1977.
2. *Вахромеев И.С.* Геологическое строение и метаморфизм пород зоны Бакр-Узякского надвига // Формирование земной коры Урала. Уфа, 1988. С. 36–42.
3. *Водорезов Г.И., Лазарев П.В., Чувиллин Б.В., Шигарев В.Г.* Опыт расчленения вулканогенных образований карамалыташской свиты на примере Бакр-Узякской структуры // Силуро-девонский вулканизм Южного Урала. Уфа, 1975. С. 99–108.
4. *Гущенко О.И.* Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции полей тектонических напряжений // Поля напряжений и деформаций в литосфере. М., 1979. С. 7–25.
5. *Знаменский С.Е.* Структурная эволюция Магнитогорской мегазоны (Южный Урал) в позднем палеозое // ДАН. 2008. Т. 420. № 1. С. 85–88.
6. *Знаменский С.Е., Серавкин И.Б., Пирожок П.И.* Геологическое строение Учалинского и Новоучалинского месторождений и их рудного поля // Минеральные ресурсы Учалинского горно-обогатительного комбината. Уфа, 1994. С. 176–208.
7. *Корчмагин В.А., Емец В.С.* К методике реконструкции и разделения наложенных полей напряжений // ДАН СССР. 1982. Т. 263. № 1. С. 163–168.
8. *Косарев А.М., Знаменский С.Е.* Бакр-Узякский вулканический комплекс: геологическое положение и петро-геохимические особенности вулкаников // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий: Мат-лы VIII Межрегиональной научно-практической конференции. Уфа, 2010. С. 66–69.
9. *Кривцов А.И.* Палеовулканизм эвгеосинклинальных зон Урала и колчеданообразование. – М.: Недра, 1979.
10. *Масленников В.В.* Седиментогенез, гальмиролиз и экология колчеданосных палеогидротермальных полей (на примере Южного Урала). – Миасс: ИМ УрО РАН, 1999.
11. *Медноколчеданные месторождения Урала: геологические условия размещения.* – Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985.
12. *Прокин В.А.* Закономерности размещения колчеданных месторождений на Южном Урале. – М.: Недра, 1977.
13. *Серавкин И.Б.* Вулканизм и колчеданные месторождения Южного Урала. – М.: Наука, 1986.
14. *Серавкин И.Б., Знаменский С.Е., Косарев А.М.* Разрывная тектоника и рудоносность Башкирского Зауралья. – Уфа: Полиграфкомбинат, 2001.
15. *Серавкин И.Б., Косарев А.М., Знаменский С.Е.* Результаты геологических, петрохимических и геохимических исследований девонских вулканогенных формаций (в помощь ГДП-200) // Минерально-сырьевая база Республики Башкортостан: реальность и перспективы. Уфа, 2002. С. 509–521.
16. *Чибрикова Е.В.* Стратиграфия девонских и более древних палеозойских отложений Южного Урала и Приуралья. – М.: Наука, 1977.
17. *Boyer S.E., Elliott D.* Thrust systems // American Association of Petroleum Geologist Bulletin. 1982. Vol. 66. № 9. P. 1196–1230.
18. *Cowan D.S., Brandon M.T.* A symmetry-based for kinematic analysis of large-slip brittle fault zones // American J. of Science. 1994. Vol. 294. P. 257–306.
19. *Kano K.-J., Nakaji M., Takenchi S.* Asymmetrical mélange fabrics as possible indicators of the convergent direction of plates: a case study from Shimanto Belt of the Akaishi Mountains, central Japan // Tectonophysics. 1991. Vol. 185. № 3–4. P. 375–388.
20. *Sanderson D.I., Marchini W.R.D.* Transpression // J. of Structural Geology. 1984. Vol. 6. № 5. P. 449–458.
21. *Woodcock N.H., Fisher M.* Strike-slip duplexes // J. of Structural Geology. 1986. Vol. 8. № 7. P. 725–735.

УДК 549.324.31:553.411 (470.55/.57)

© Ч.Х.Арифупов, И.В.Арсентьева, Ю.В.Щегольков, 2011

О ДЛИННОПРИЗМАТИЧЕСКОМ ПИРИТЕ В ЗОЛОТОНОСНЫХ ЧЕРНОСЛАНЦЕВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ КИРОВСКО-КВАРКЕНСКОГО РУДНОГО РАЙОНА, ВОСТОЧНОЕ ОРЕНБУРЖЬЕ

Ч.Х.Арифупов, И.В.Арсентьева, Ю.В.Щегольков (ЦНИГРИ Роснедра Минприроды России)

В золотоносных черносланцевых отложениях выявлены длиннопризматические кристаллы пирита. Рентгеноструктурный и микрозондовый анализы показали, что он соответствует стехиометричному пириту. Методом оже-спектроскопии на кристаллах пирита установлены многофазные пленки, проявляющиеся в характеристических пиках Fe, S, Si, C, N, O. Азот наиболее устойчив к травлению ионами аргона. Появление длиннопризматического пирита связывается с преобразованием высокоуглеродистых пелитов в тепловых полях субвулканических интрузий.

Ключевые слова: черные сланцы, кристалломорфология пирита, параметры решетки, оже-спектроскопия.

*Арифупов Чингиз Хайдарович, Арсентьева Ирина Викторовна, Щегольков Юрий Васильевич,
tsnigri@tsnigri.ru*

ABOUT THE LONG-PRISM PYRITE IN GOLD-BEARING BLACK SHALE DEPOSITS OF THE KIROVSKO-KVARKENSKIY ORE DISTRICT, EAST ORENBURG REGION

Ch.H.Arifulov, I.V.Arsentieva, Yu.V.Shchegolkov

In the gold-bearing black shale deposits long-prism crystals of pyrite are set. X-ray and microprobe analysis showed that it corresponds to the stoichiometric pyrite. On the crystal surface of pyrite multiphase films are reflected in the characteristic peaks of Fe, S, Si, C, N, O, these films are studied by Auger electron spectroscopy (AES). Nitrogen is the most resistant to etching by argon ions. The formation of long-prism pyrite crystals associated with the transformation of high-carbon pelites in the thermal fields of subvolcanic intrusions.

Key words: black shales, pyrite crystal morphology, lattice parameters, Auger spectroscopy.

Морфология кристаллов и изменчивость химического состава пирита в золоторудных месторождениях черносланцевого типа варьируют в зависимости от условий полигенного сульфидообразования, включающего диагенно-катагенетические, динамометаморфические и гидротермально-метасоматические процессы. При картировании по профилям поискового бурения сульфидоносных горизонтов и минерализованных зон в нижнекаменноугольных углеродисто-карбонатно-терригенных отложениях Кировско-Кваркенского рудного района, наряду с кубическими, кубоктаэдрическими, пентагондодекаэдрическими и более сложными комбинационными формами пирита, встречены кристаллы необычной формы — длиннопризматические и игольчатые, характеризующиеся развитием исключительно кубических граней (рис. 1). По внешнему облику они соответствуют тетрагональным призмам.

Пирит с аномальной формой кристаллов обнаружен в горизонтах углеродистых пелитов в ряде скважин, вскрывающих локальную конседиментационную троговую структуру (рис. 2), приуроченную к бортовому осложнению Кировско-Крыклинского рифтогенного грабена, определяющего позицию рудного района [2]. Основанием локаль-

ного трого (ширина 300 м, протяженность 1 км) служат биотит-эпидот-хлорит-кварцевые сланцы, на которых залегают мраморизованные известняки и углеродистые доломиты мощностью более 55 м. В осевой части впадины известняки выклиниваются

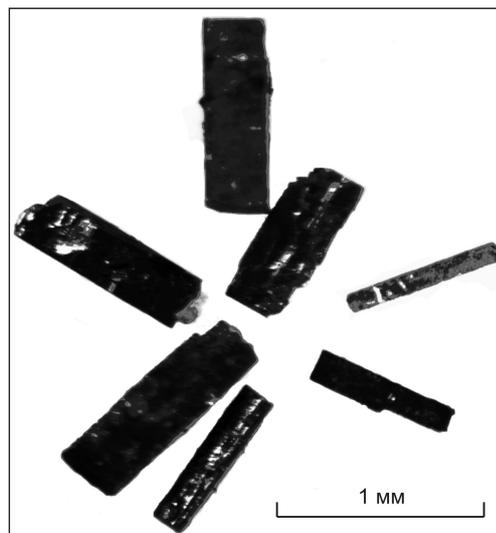


Рис. 1. Длиннопризматический пирит из углеродистых пелитов Кировско-Кваркенского рудного района

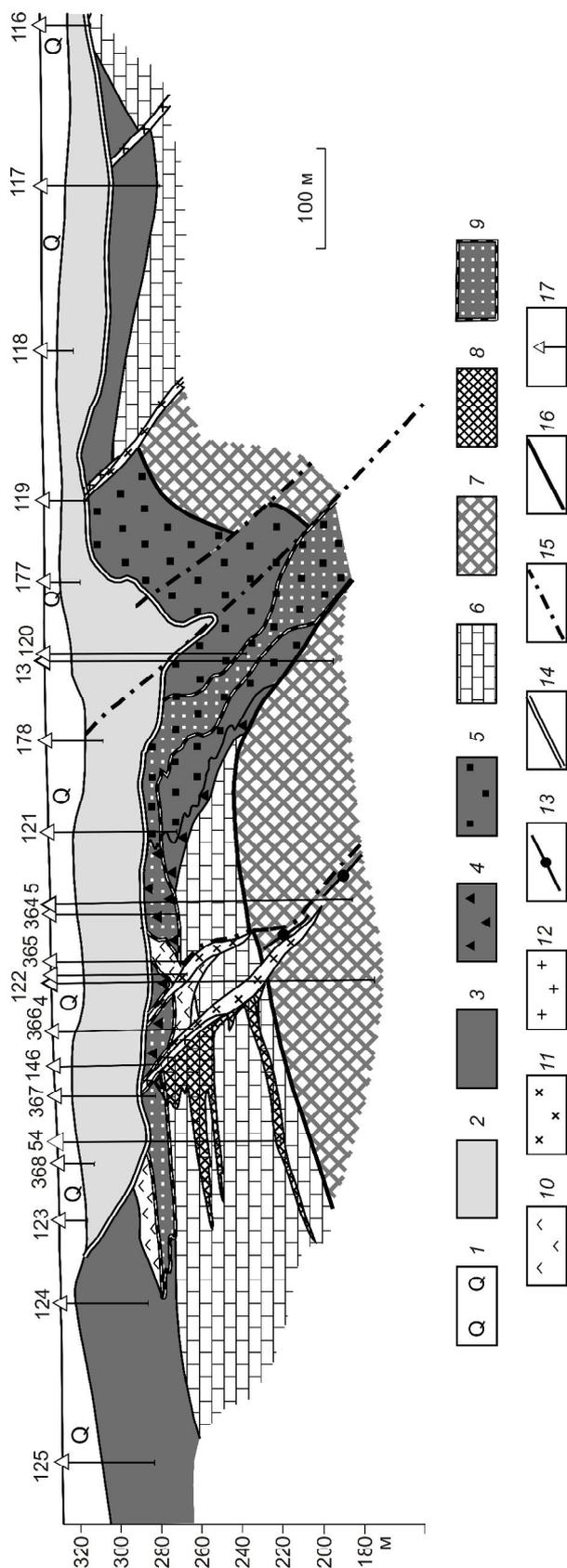


Рис. 2. Геологический разрез Кваркенского рудопоявления:

1 — неоген-четвертичные отложения; 2 — структурная кора выветривания (нерасчлененная); 3 — малосульфидные тонкопелиты углеродистые пелиты; 4 — углеродисто-глинистые гравитационные микститы с пиритовыми рудокластами; 5 — высокоуглеродистые пелиты с пиритовой вкрапленностью; 6 — мраморизованные известняки с прослоями углеродистых доломитов; 7 — биотит-эпидот-хлорит-кварцевые сланцы (породы основания); 8 — апокарбонатные джаспероиды; 9 — ореолы аргиллизации в черносланцевых отложениях; 10 — субвулканические тела дацитов; 11 — дайки диоритов; 12 — дайки плагиотранзитов; 13 — зоны прожилковой полисульфидно-карбонат-кварцевой минерализации; 14 — граница коры выветривания; 15 — тектонические нарушения; 16 — граница основания грабена; 17 — поисковые скважины

ся и сменяются высокоуглеродистыми известковистыми пиритсодержащими пелитами (микститамы мутьевых потоков) мощностью >60 м. В западном борту впадины высокоуглеродистые пелиты сменяются более грубообломочными углеродисто-глинистыми микститамы, содержащими пиритовые рудокласты, а далее на флангах на карбонатных отложениях залегают малосульфидные углеродистые пелиты. В бортах впадины развиты субвулканические тела риодацитов, дайки диоритов и гранит-порфиров, с которыми ассоциируют стратоидные ореолы аргиллизитов и джаспероидов. В пределах горизонта углеродистых пелитов установлен интервал мощностью ~10 м с промышленной (>1 г/т) золото-сульфидной минерализацией. В высокоуглеродистых глинистых пелитах обнаружена урановая минерализация; по данным ICP-MS содержания U в штучных пробах составляют 150–360 г/т (гамма-активность по скв. 13 на глубине 65 м достигает 425 мкР/ч, на глубине 68,5 м — 450 мкР/ч).

Породы, выполняющие локальный трог, представлены высокоуглеродистыми известковистыми (прослои и линзы сидерита) сажистыми пелитами с тонкой сульфидной вкрапленностью. Количество сульфидов варьирует от 1–2 до 10%, в среднем 2–5%. Сульфидная минерализация представлена преимущественно мелкими (0, n–0,8 мм, иногда до 2 мм) хорошо образованными кристаллами, порой со следами растворения граней. Преобладает пирит кубического габитуса, составляющий первые проценты от объема сульфидов, отмечаются кристаллы пентагондодекаэдрической и кубоктаэдрической формы. Временами встречается арсениопирит в виде короткоприз-

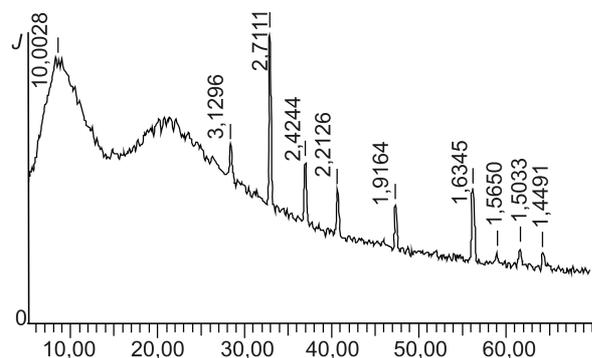


Рис. 3. Рентгеновский спектр длиннопризматического пирита

1. Результаты рентгенографического фазового анализа образца длиннопризматического пирита

Длиннопризматический пирит (120/68-72)			Пирит эталонный (из базы JCPDS)		
<i>I</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>
27	3,1296	111	35	3,1267	111
100	2,7111	200	85	2,7072	200
35	2,4244	210	65	2,4222	210
30	2,2126	211	50	2,2105	211
24	1,9164	220	40	1,9149	220
43	1,6345	311	100	1,6332	311
8	1,5650	222	15	1,5640	222
11	1,5033	023	20	1,5020	023
11	1,4491	321	25	1,4479	321

матических и конвертообразных кристаллов. В интервале глубин 64–100 м в скважинах 120 и 13 заметная часть кристаллов пирита имеет облик удлинённых тетрагональных призм. Максимальная длина кристаллов составляет 1 мм, удлинение достигает 10 крат. Поверхность кристаллов чистая, блестящая, латунно-желтого цвета, иногда со следами растворения граней.

Исследование длиннопризматического пирита (обр. 120/68-72) на сканирующем электронном микроскопе JSM-5610 с энергодисперсионным анализатором LINK ISIS (ускоряющее напряжение 25 кВ, время набора спектра 20 с, толщина зонда 100 нм) показало, что по составу он отвечает стехиометричному пириту. Примеси Cu, Zn, As и других халькофилов не установлены. Количественный анализ дает содержания (мас. %) для S 53,11, Fe 45,61 ($\Sigma = 98,72\%$), что в пересчете на формульные единицы соответствует $\text{Fe}_{1,00}\text{S}_{2,02}$ (аналитик М.И.Лапина, ИГЕМ РАН).

По результатам рентгенографического фазового анализа образца длиннопризматического пирита 120/68-72 его рентгеновский спектр соответствует кристаллической фазе пирита (рис. 3, табл. 1). Съёмка образца проводилась на дифрактометре ДРОН-3М (аналитик В.А.Блинов, ИМГРЭ). Рентгеновский спектр получен на отфильтрованном медном излучении в режиме непрерывного сканирования с шагом записи 0,02 град.2theta в интервале углов скольжения 5–70 град.2theta. Математическая обработка данных и графическое представление изученного вещества осуществлены с помощью программы математического обеспечения (TRFA), включающей банк картотеки стандартов JCPDS. Отличительной чертой спектра служит расширенный галообразный максимум в области 10 Å. Это может быть связано с реликтовой структурой замещенной минеральной фазы. Второй галообразный максимум в области 4 Å вызван отражением от

кварцевой кюветы. Параметр решетки исследованного пирита проведен по методу МНК, $a=5,421 \text{ \AA}$; он несколько отличается от данных эталонного образца базы JCPDS ($a=5,417 \text{ \AA}$).

Для выяснения специфики условий образования кристаллов пирита необычной формы изучены поверхности кристаллов и свежих сколов методом электронной оже-спектроскопии. Исследования проведены на аппаратуре LAS-3000 фирмы «Riber», оснащенной анализатором оже-электронов типа «цилиндрическое зеркало» с энергетическим разрешением не более 0,3%. Условия записи оже-спектров: энергия первичного электронного пучка — 2,0 кэВ, вакуум в рабочей камере $5 \cdot 10^{-10}$ торр. Спектры регистрировали в дифференциальной форме $dN(E)/dE$ при напряжении модуляции на внешнем цилиндре анализатора 2,5–3,4 В. Для очистки образцов от примесей, адсорбированных из атмосферы (углеводороды, CO и т.п.) или привнесенных на их поверхность в процессе какой-либо обработки, применяли травление ионами аргона при энергии ионного пучка 2 кэВ и токе эмиссии 20 мА. Электронная оже-спектроскопия позволяет анализировать все элементы Периодической системы за исключением H и He. Диаметр электронного зонда зависит от энергии первичного электронного пучка и, как правило, составляет 1–5 мкм, глубина анализа не превышает 1–1,5 нм. Судя по результатам длительного (>30 мин) травления поверхности кристаллов, толщина защитной пленки не менее 100 нм. О ее составе можно судить по результатам спектроскопии (рис. 4). Были проанализированы поверхности трех кристаллов и поверхность свежего скола кристалла с различным временем травления ионами аргона — 10, 20 и 30 мин. Полная очистка кристаллов от защитной пленки не удается даже после 30-минутного травления. Исходя из атомных соотношений элементов в поверхностной пленке кристаллов длиннопризматического пирита (см. рис. 4), можно предположить

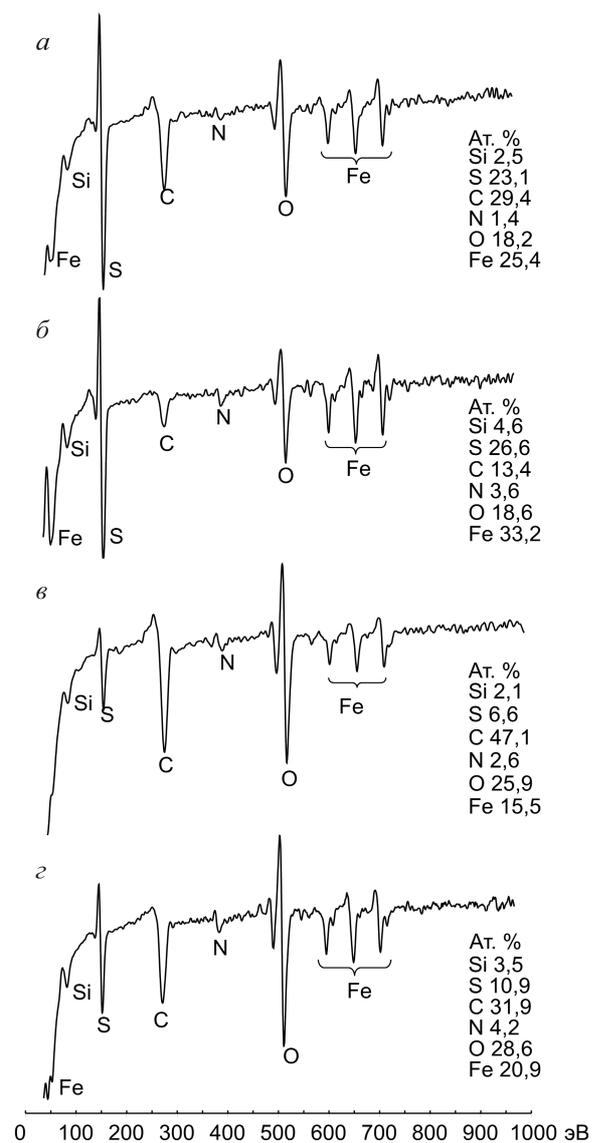


Рис. 4. Оже-спектры поверхности кристалла длиннопризматического пирита (время травления ионами аргона):

a — обр. 1 (15 мин), *b* — обр. 1 (30 мин), *в* — обр. 3 (до травления), *z* — обр. 3 (20 мин)

срастание нескольких видов пленочных соединений, таких как гидросиликат железа типа шамозита ($\text{Fe}_2\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_8$), роданида железа $\text{Fe}(\text{SCN})_3$, сидерозота (Fe_5N_2), сидерита (FeCO_3), когенита и «органического» углерода. Один из вариантов расчета состава подобных пленок и состава сульфидной матрицы приведен в табл. 2.

Наличие цианидных пленок на сульфиде железа в данном случае, возможно, обусловлено постоянным присутствием в оже-спектрах характеристических линий азота и углерода, а также углефици-

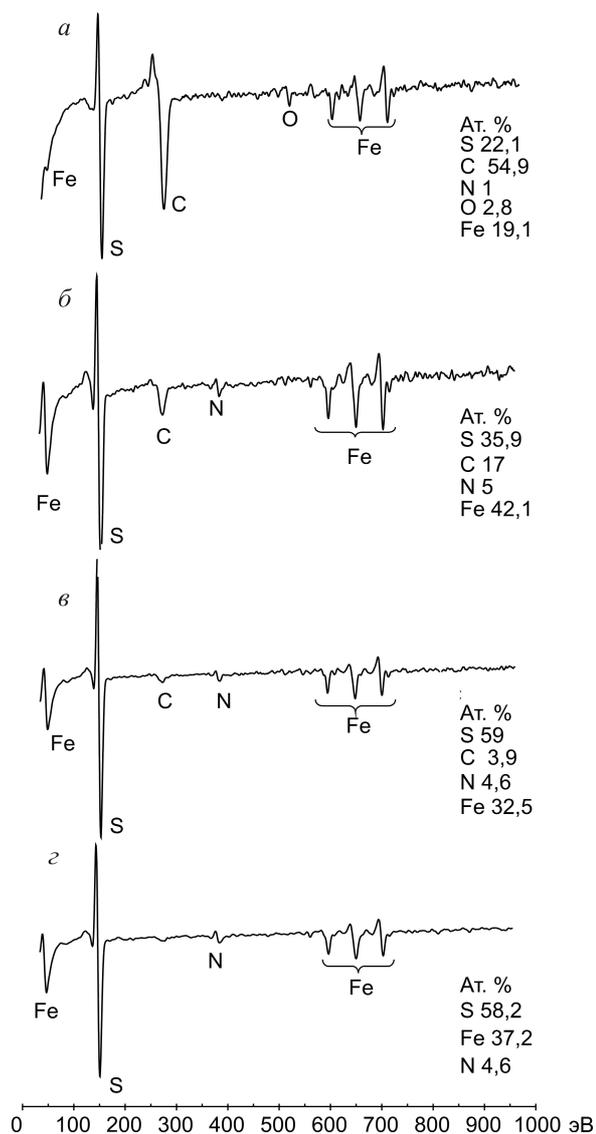


Рис. 5. Оже-спектры свежего скола длиннопризматического пирита (время травления):

a — до травления, *b* — (10 мин), *в* — (20 мин), *z* — (30 мин)

рованных растительных остатков с нитевидными и кокковидными бактериальными скоплениями, напоминающими синезеленые водоросли, во вмещающих породах. Вместе с тем, не исключено наличие пленок сидерозота и когенита, связанных с термическим воздействием субвулканических интрузий и гидротермальных растворов на углеродистые сульфидоносные осадки. Как показывают геологические наблюдения, в зонах аргиллизации на контактах даек и субвулканических тел дацитов нередко отмечаются высокоуглеродистые сажистые кокковидные скопления. Эти образования можно

2. Вариант расчета состава пленочных образований на поверхности и свежих сколах кристаллов длиннопризматического пирита (по данным оже-спектроскопии)

Элементы	Ат. %	Fe(SCN) ₃	Fe ₂ Si ₄ O ₁₀ (OH) ₈	FeCO ₃	C _{орг}	Сульфид железа
<i>Обр. 1 (травление 15 мин)</i>						
Si	2,50		2,50			
S	23,10	1,40				21,70
C	29,40	1,40		2,32	25,68	
N	1,40	1,40				
O	18,20		11,25	6,95		
Fe	25,40	0,47	1,25	2,32		24,93
<i>Обр. 1 (травление 30 мин)</i>						
Si	4,60		4,60			
S	26,60	3,60				23,00
C	13,40	3,60			9,80	
N	3,60	3,60				
O	18,60		20,70			
Fe	33,20	1,20	2,30			29,70
<i>Обр. 2 (травление 30 мин)</i>						
Si	2,10		2,10			
S	26,40	4,00				22,40
C	20,90	4,00		3,42		
N	4,00	4,00				
O	19,70		9,45	10,25		
Fe	26,90	1,33	1,05	3,42		21,10
<i>Обр. 3–1 (без травления)</i>						
Si	2,10		2,10			
S	6,60	2,60				4,00
C	47,10	2,60		5,48	39,02	
N	2,60	2,60				
O	25,90		9,45	16,45		
Fe	15,50	0,87	1,05	5,48		8,10
<i>Обр. 3 (травление 20 мин)</i>						
Si	3,50		3,50			
S	10,90	4,20				6,70
C	31,90	4,20		4,28	23,42	
N	4,20	4,20				
O	28,60		15,75	12,85		
Fe	20,90	1,40	1,75	4,28		13,47
<i>Обр. 4-скол (травление 10 мин)</i>						
S	35,90	5,00				30,90
C	17,00	5,00			12,00	
N	5,00	5,00				
Fe	42,10	1,67				40,43
<i>Обр. 4-скол (травление 20 мин)</i>						
S	59,00	4,60				54,40
C	3,90	4,60				
N	4,60	4,60				
Fe	32,50	1,53				30,97

связать с процессами горения и возгонки органических соединений из углеродизированных растительных остатков в восстановительной обстановке без доступа кислорода. Длиннопризматические кристаллы пирита, по-видимому, кристаллизовались из восстановленных сернистых газов в углеродисто-глинистом веществе гидротермально и термически измененных известковистых углеродистых

пелитов. Косвенным подтверждением столь специфичной обстановки образования является устойчивость азотсодержащих фаз на поверхности свежего скола кристалла пирита (рис. 5; см. табл. 2, обр. 4), не исчезающих даже при длительном протравливании поверхности скола ионами аргона.

На диаграмме (рис. 6) иллюстрируется последовательная смена химического состава поверхности

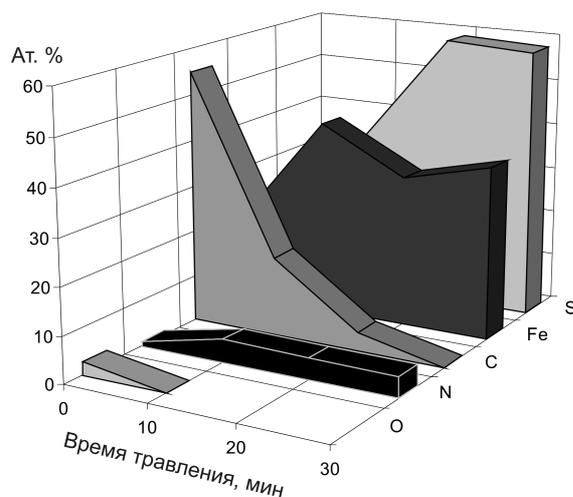


Рис. 6. Профиль концентраций элементов на глубину от поверхности скола кристалла длиннопризматического пирита

скола в зависимости от времени травления. При глубоком 30-минутном травлении остаются «азотсодержащая фаза», S и Fe. Если предположить, что азот присутствует в виде примеси в дефектах решетки сульфида Fe, то расчетная формула сульфида — $Fe_{1,0}S_{1,56}$, т.е. она близка по составу к метастабильной синтетической фазе кубического Fe_2S_3 [1, 4]. Если же предположить, что азот присутствует в виде пленок сидерозота (Fe_5N_2), то расчеты показывают значительный избыток серы ($Fe_{1,00}S_{2,81}$). Эти данные недостаточны для окончательного решения вопроса о формах нахождения азота в длиннопризматическом пирите, однако, по нашему мнению, подчеркивают специфичность обстановки минералообразования на данном объекте.

Эта специфика находит отражение в аномально тяжелом изотопном составе углеродистого вещества вмещающих пелитов (рис. 7). Аномально «тяжелый» углерод во вмещающих пелитах Кваркенского участка со значениями $\delta^{13}C$ $-16\div-6\%$ (аналитики Т.А.Кудрявцева, А.П.Глухов, ЦНИГРИ) не характерен для осадочных углеродистых образований и, вероятно, обусловлен гидротермально-магматогенными процессами [3]. При этом можно допустить, что проходила реакция восстановления изотопно тяжелого углерода CO_2 карбонатных пород, слагающих основание и борта впадины. Судя по приведенной диаграмме (см. рис. 7), Кваркенский участок заметно отличается по изотопным характеристикам углеродистого вещества от остальной части рудного района, представляющей собой сложно построен-

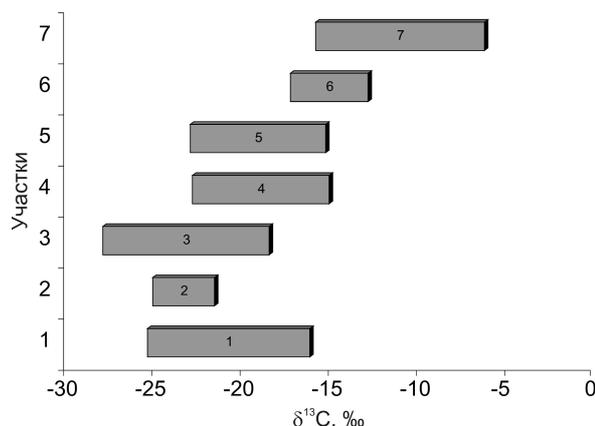


Рис. 7. Диапазоны значений $\delta^{13}C$ на различных участках Кировско-Кваркенского рудного района, расположенных в направлении с севера на юго-восток:

участки (число определений): 1 — Каменское месторождение (16), 2 — Южно-Кировское месторождение (9), 3 — Белозерское рудопроявление (5), 4 — Центральный участок (13), 5 — Асбестное рудопроявление (3), 6 — Северо-Крыклинский участок (2), 7 — Кваркенское рудопроявление (23)

ный рифтогенный черносланцевый золотоносный палеобассейн. Вероятно, это определяется повышенной магматической и гидротермальной активностью, приводящей к преобразованиям в черносланцевых отложениях первичных углеродистых и сульфидных соединений.

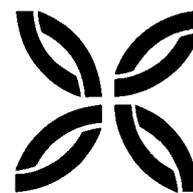
Но вопрос о причинах образования длиннопризматических и игольчатых кристаллов пирита в углеродистых пелитах Кваркенского участка остается открытым. Наряду с предположением об их образовании из газовой фазы при термическом преобразовании сульфидоносных высокоуглеродистых пелитов, на вероятность которого указывает своеобразный сложный состав поверхностных пленочных соединений, можно предположить и псевдоморфное замещение пиритом минерала некой первичной фазы с обликом удлиненной тетрагональной призмы. Этой фазой может быть метастабильный сульфид железа Fe_2S_3 , полученный в лабораторных условиях [4]. Отмечается, что в автоклаве при $T 25^\circ C$, общем давлении 105 ат, давлении H_2S 10 ат аморфная фаза этого сульфида в течение времени переходит в тетрагональную форму. Вместе с тем не исключено, что псевдотетрагональный габитус заимствован пиритом при псевдоморфном замещении цеолитов, форма кристаллов которых (натролит, ломонтит) внешне напоминает форму изученных кристаллов. С реликтовой структурой может быть связано и наличие на дифрактограмме галообразного максимума в области 10 Å.

Предположению о первоначальном присутствии цеолитов в углеродистых осадках не противоречат и геологические данные. Существуют факты, позволяющие говорить о генетической связи золото-сульфидной минерализации в турне-визейских черносланцевых отложениях с медно-цеолитовой в турнейских базальтоидах. Медно-цеолитовые проявления обнаружены в сходной геологической обстановке в рифтогенных грабенах Среднего и Северного Урала. В Кировско-Кваркенском рудном районе локальные базальт-риодацитовые постройки установлены в основании рифтогенного грабена, выполненного черносланцевыми рудоносными гравитационно-микститовыми отложениями [2]. Важным представляется также факт широкого распространения в цементе песчаников из углеродисто-терригенных отложений района микровыделений халькозина, ковеллина, реже самородной меди.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Абишев Д.Н., Пашилкин А.С.* Магнитные сульфиды железа (проблемы комплексной переработки пирит-содержащего сырья). – Алма-Ата: Наука КазССР, 1981.
2. *Арсентьева И.В.* Месторождения гидротермально-осадочных золото-сульфидных руд в нижнекаменно-угольных черносланцевых отложениях Восточного Оренбуржья // Руды и металлы. 2010. № 5. С. 40–53.
3. *Лейн А.Ю.* Изотопы серы и углерода на активных гидротермальных полях Срединно-Атлантического хребта // Российский журнал наук о Земле. 2000. Т. 2. № 4. <http://elpub.wdcb.ru/journals/rjes/rus/v02/rje00049/rje00049.htm#chap00#chap00>.
4. *Самсонов Г.В., Дроздова С.В.* Сульфиды. – М.: Металлургия, 1972.

ПОЗДРАВЛЯЕМ С ЮБИЛЕЕМ



30 августа 2011 г. исполнилось 80 лет **Юнне Георгиевне Зориной** — кандидату геолого-минералогических наук, старшему научному сотруднику отдела металлогении и прогноза месторождений цветных и благородных металлов ЦНИГРИ.

Ю.Г.Зорина всю свою жизнь посвятила изучению геолого-геофизических, тектонических и минерагенических особенностей различных регионов России, зарубежных стран и Мирового океана. Работает в ЦНИГРИ с 1986 г. Была ответственным исполнителем многих тем по исследованию геологии и металлогении современных и древних океанов, изучению геолого-геоморфологических и геофизических характеристик и рудоносности различных сегментов срединно-океанических хребтов, строения и эволюции основных структурно-тектонических зон Мирового океана и связанных с ними полезных ископаемых. Участвовала в составлении Атласа специализированных геолого-геофизических карт и разрезов по Анголо-Бразильскому и Маскаренско-Австралийскому трансокеанским геотраверзам, систематизировала геолого-геофизические материалы по Средиземноморскому региону для геолого-геофизического атласа Черного и Средиземного морей. Принимала активное участие в создании монографий «Геоструктуры, металлогения и нефтегазоносность Средиземноморья» (2004 г.), «Геоструктуры и минерагения Западно-Тихоокеанской переходной зоны» (2011 г.).

Одна из отличительных черт Ю.Г.Зориной как исследователя — комплексный подход к решению задач по изучению геологии и металлогении различных, сложных по строению и истории развития регионов Мирового океана и сопредельной суши. Результаты работ по данному кругу проблем приняты к внедрению многими научными и производственными организациями.

Высокая квалификация и широта научных интересов Ю.Г.Зориной в области морской геологии нашли отражение более чем в 140 научных трудах.

Научные и производственные достижения юбиляра неоднократно отмечались грамотами и благодарностями.

Сердечно поздравляем Юнну Георгиевну с юбилеем, желаем крепкого здоровья, новых творческих успехов.

*Ученый совет ЦНИГРИ
Редколлегия журнала*

29 мая 2011 г. исполнилось 75 лет **Тамаре Васильевне Шведовой** — работнику библиотеки ЦНИГРИ.

Т.В.Шведова работает в институте с 1953 г., сначала старшим библиотекарем, с 1974 г. по 2009 г. — заведующей библиотекой, с 2009 г. по настоящее время — инженером I категории. Ею систематизирована и оформлена картотека научных изданий, проведена большая работа по комплектованию библиотечного фонда, составлению и редактированию информационного библиографического справочника основных опубликованных научных работ ЦНИГРИ за 1936–1984 гг., библиографического справочника «Научные труды ЦНИГРИ» за 1985–1995 гг. и книги «Люди и труды ЦНИГРИ», изданных к юбилейным датам института. Помогает читателям в подборе литературы по определенной тематике, консультирует по таблицам УДК.

Будучи дисциплинированным и трудолюбивым работником, доброжелательным человеком, пользуется уважением и любовью сотрудников.

Поздравляем Тамару Васильевну с юбилеем, желаем доброго здоровья, счастья.

*Ученый совет ЦНИГРИ
Редколлегия журнала*





Виктору Дмитриевичу Конкину — высококвалифицированному специалисту в области металлогении и геологии рудных месторождений, доктору геолого-минералогических наук, ведущему научному сотруднику отдела металлогении и прогноза месторождений цветных и благородных металлов ЦНИГРИ — 1 сентября 2011 г. исполнилось 70 лет.

В 1967 г. после окончания кафедры полезных ископаемых МГУ В.Д.Конкин, работая в ГИН РАН, принял участие в изучении колчеданных месторождений Карелии. Эти исследования послужили основой кандидатской диссертации «Условия локализации и закономерности формирования серноколчеданных месторождений в докембрии Карелии» (1973 г.).

В 1972 г. был переведен в ЦНИГРИ, где в течение многих лет исследовал свинцово-цинковые и колчеданно-полиметаллические месторождения Северного Прибайкалья, Якутии, Джунгарского Алатау, Енисейского кряжа, Архангельской области. Им лично и в соавторстве обоснованы направления геологоразведочных работ, разработаны комплексные геолого-поисковые модели разноранговых объектов прогноза и поисков, составлены методики и методические руководства по прогнозу, поискам и количественной оценке свинцово-цинковых месторождений различных геолого-промышленных типов, серия прогнозно-металлогенических карт изучаемых районов. Обширный фактический материал и высокий уровень теоретических обобщений легли в основу его докторской диссертации «Геологические основы прогноза и поисков месторождений свинца и цинка в терригенных комплексах» (1995 г.). Значительный вклад В.Д.Конкин внес в изучение и подсчет запасов уникального, одного из крупнейших в мире, Холоднинского колчеданно-полиметаллического месторождения.

В последние годы им разработаны научно-методические основы комплексной оценки рудоносности осадочных бассейнов. При его активном участии составлены карты прогнозно-металлогенического и геолого-экономического районирования территории Алтае-Саянской провинции, Бурятии, Енисейского кряжа, Забайкалья, Дальнего Востока. Высокие результаты достигнуты в работах по оценке перспектив золотоносности терригенных, черносланцевых комплексов Востока России и разработке методов и методик прогноза и поисков золоторудных месторождений в этих комплексах (2007–2009 гг.). Выполнена серия прикладных разработок по методикам прогнозно-металлогенических исследований применительно к задачам ГСР-200. В качестве эксперта он работал в Словакии, Монголии, Китае, Конго, Мали.

Результаты научных исследований В.Д.Конкина отражены более чем в 150 публикациях, в том числе в десяти монографиях; его труд отмечен правительственными и отраслевыми наградами. В.Д.Конкина отличают беззаветная преданность делу, трудолюбие, целеустремленность, упорство и высокий профессионализм.

Сердечно поздравляем Виктора Дмитриевича с юбилеем, желаем крепкого здоровья, благополучия, дальнейших творческих успехов.

*Ученый совет ЦНИГРИ
Редколлегия журнала*



3 октября 2011 г. исполнилось 70 лет кандидату технических наук, старшему научному сотруднику отдела конъюнктуры минерального сырья ЦНИГРИ, лауреату премии Совета Министров СССР, ветерану труда **Игорю Владимировичу Морозову**.

И.В.Морозов в 1966 г. окончил Московский геологоразведочный институт им. С.Орджоникидзе. С 1966 по 1968 гг. в СКБ Министерства геологии СССР занимался созданием гидроударников для разведки твердых полезных ископаемых.

С 1968 г. работает в ЦНИГРИ, где в течение многих лет разрабатывал технологию бурения скважин большого диаметра при разведке россыпных месторождений золота, принимал непосредственное участие в проведении комплекса экспериментальных работ по оценке результатов и качества отбираемых проб созданным буровым инструментом. С его участием созданы основы технологии бурения колонковых скважин большого диаметра и разработан буровой инструмент для разведки многолетнемерзлых россыпей, воплощенные в буровой установке УБМ-20А.

В 1985 г. И.В.Морозов руководил буровыми работами при разведке золотоносных россыпей в Монгольской Народной Республике.

В 1995–2000 гг. участвовал в исследованиях по разработке методических основ крупнообъемного опробования экзогенных месторождений золота методами скважинной гидродобычи при оценочных работах.

С 2001 г. И.В.Морозов работает в секторе (лаборатории) научно-методического сопровождения системы лицензирования недропользования, обеспечивая подготовку материалов к проведению аукционов и конкурсов, а также обработке и обобщению данных по федеральному государственному статистическому наблюдению за выполнением условий пользования недрами при поисках, разведке и добыче твердых полезных ископаемых.

Он — автор более 70 научных трудов и восьми авторских свидетельств. Шесть его изобретений внедрены при создании буровой установки УБМ-20А. За разработку и внедрение прогрессивных технологий и высокопроизводительных средств для бурения скважин большого диаметра, обеспечивающих высокое качество разведочных работ на россыпных месторождениях золота, удостоен звания лауреата премии Совета Министров СССР.

Поздравляем Игоря Владимировича с юбилеем, желаем доброго здоровья, счастливого долголетия, новых творческих успехов и удач.

*Ученый совет ЦНИГРИ
Редколлегия журнала*

14 сентября 2011 г. исполнилось 70 лет **Виктору Петровичу Филиппову**, кандидату геолого-минералогических наук, заведующему отделом экзогенных месторождений благородных металлов ЦНИГРИ.

В.П.Филиппов работает в институте с 1974 г. После окончания МГРИ в 1968 г. трудился в Берелехской геологоразведочной экспедиции Северо-Восточного геологического управления, занимался геологической съемкой м-ба 1:200 000; в 1971–1973 гг. участвовал в разведке россыпных месторождений золота в Афганистане. В 1987 г. защитил кандидатскую диссертацию по типам коренных источников россыпей золота Яно-Колымского пояса. В качестве ответственного исполнителя участвовал в определении перспектив россыпной золотоносности центральных районов Магаданской области, Хабаровского края, п-ова Таймыр, чехлы Русской платформы. В ряде областей центральных районов России под его руководством выделены перспективные площади на аллювиальные россыпи и золотосодержащее песчано-гравийное сырье. Виктор Петрович был одним из ведущих специалистов — россыпников, участвовавших в работе по оценке экзогенной золотоносности приморских регионов Востока России.

В 2008 г. В.П.Филиппов стал заведующим отделом экзогенных месторождений благородных металлов. Под его руководством проводились работы по сопровождению россыпных объектов Урала, Кемеровской, Иркутской, Амурской областей, Республики Бурятия, Забайкальского края, Республики Якутия (Саха), а в качестве ответственного исполнителя госконтракта — по оценке экзогенной золотоносности восточных районов Северного, Приполярного и Полярного Урала в рамках федерального проекта «Урал промышленный – Урал Полярный».

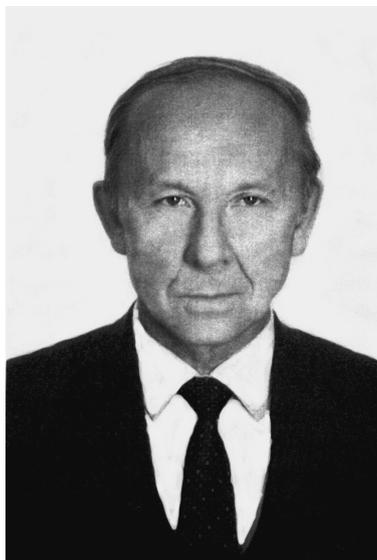
В.П.Филиппов — постоянный участник российских и международных научных конференций и совещаний по геологии россыпей, автор и соавтор более 50 научных работ. Он — лауреат премии им. Н.И. и М.Б.Бородаевских.

Сердечно поздравляем Виктора Петровича с юбилеем, желаем крепкого здоровья, успехов в работе.

*Ученый совет ЦНИГРИ
Редколлегия журнала*



Памяти Измаила Сергеевича Чанышева



20 августа 2011 г., на 84-м году жизни, после продолжительной болезни скончался один из старейших сотрудников ЦНИГРИ **Измаил Сергеевич Чанышев**.

После окончания Новочеркасского политехнического института работал в Дальневосточном геологическом управлении коллектором, геологом, главным геологом, начальником крупной Хаканджинской геологоразведочной экспедиции, в результате исследовательских работ которой было разведано и успешно защищено в ГКЗ СССР Хаканджинское золото-серебряное месторождение, сейчас разрабатываемое.

В 1976 г. И.С.Чанышев защитил кандидатскую диссертацию, теоретические разработки в которой и прогнозные оценки Гонжинского выступа привели к открытию Покровского золоторудного месторождения.

В ЦНИГРИ И.С.Чанышев работал с 1977 г. в должностях старшего научного сотрудника, заведующего сектором, лабораторией, ведущего научного сотрудника. Он принимал активное участие при проведении исследований в области прогноза развития минерально-сырьевой базы алмазов, благородных и цветных металлов России, в выполнении особо важных государственных заданий по разработке программ воспроизводства и использования минерально-сырьевой базы страны.

Награжден медалями «За победу над Германией в Великой Отечественной войне 1941–1945 гг.», «За доблестный труд», «Ветеран труда», знаком «Отличник разведки недр», почетными грамотами ЦНИГРИ и МПР России.

Измаил Сергеевич был отличным семьянином, увлеченным дачником. Его жизнелюбие, оптимизм, чувство юмора притягивали к нему людей. Он пользовался заслуженным авторитетом и уважением коллег.

Выражаем искренние соболезнования родным и близким Измаила Сергеевича Чанышева. Светлая память о нем навсегда сохранится в наших сердцах.

*Дирекция ЦНИГРИ
Ученый совет ЦНИГРИ
Редколлегия журнала*