



# **РУДЫ и МЕТАЛЛЫ**



научно-технический журнал

**3**  
**2016**



### **Уважаемые делегаты, участники и гости VIII Всероссийского съезда геологов!**

От имени Федерального агентства по недропользованию и себя лично приветствую вас на VIII Всероссийском съезде геологов, знаковом событии для всего геологического сообщества. По традиции съезд объединяет представителей органов государственной власти, администраций субъектов Российской Федерации, а также руководителей научных и производственных геологических предприятий, компаний-недропользователей, учёных и экспертов, геологическую общественность не только России, но и других стран.

История геологических съездов началась в 1922 году. Прошедшие съезды способствовали развитию геологической науки и геологической службы. И много лет назад, и сегодня благодаря труду геологоразведчиков Россия продолжает оставаться мощной сырьевой державой как по

ресурсному потенциалу, так и по производству минерального сырья.

Но, тем не менее, следует вспомнить наказ Президента РФ В.В.Путина, который он дал делегатам VII Всероссийского съезда геологов в 2012 году: «Необходимо обеспечить расширенное воспроизводство ресурсной базы страны, тем самым создать условия для опережающего роста национальной экономики». И насколько мы выполнили этот наказ, определяют участники сегодняшнего съезда.

Нынешнему съезду предстоит подытожить основные результаты нашей деятельности за четыре года, прошедшие с момента предыдущего, VII Всероссийского съезда геологов, выработать стратегию на ближайшую и отдалённую перспективы и заострить внимание на самых серьёзных проблемах, которые нам предстоит разрешить. Уверен, что в ходе съезда будут приняты важные решения, которые зададут необходимый вектор для дальнейшего развития отрасли. И хочу напомнить вам слова одного из основоположников русской геологической науки, выдающегося русского ученого И.М.Губкина, который любил повторять: «Недра не подведут, если не подведут люди».

Желаю всем участникам VIII Всероссийского съезда плодотворной работы, принятия выверенных, взвешенных решений, содержательных дискуссий, перспективных идей и успешной реализации намеченных планов!

С уважением,  
заместитель Министра природных ресурсов  
и экологии Российской Федерации –  
руководитель Федерального агентства  
по недропользованию

Е.А.Киселев

# **И РУДЫ и МЕТАЛЛЫ**

НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ  
ОСНОВАН В 1992 ГОДУ  
ВЫХОДИТ 4 РАЗА В ГОД

**3/2016**

Главный редактор А.И.Иванов

Заместитель главного редактора А.И.Черных  
Заместитель главного редактора В.С.Жаркова

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

О.А.Агибалов  
Б.И.Беневольский  
С.С.Вартанян  
А.М.Вахрушев  
А.Г.Волчков  
Ю.К.Голубев  
В.С.Звездов  
С.Г.Кряжев  
В.В.Кузнецов  
Д.А.Куликов  
Г.В.Седельникова



УЧРЕДИТЕЛЬ

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

Москва ЦНИГРИ 2016

Руды и металлы

№ 3 – 2016

ISSN 0869–5997

Свидетельство о регистрации средства массовой информации № 01919 от 21 декабря 1992 г.

Решением Высшей аттестационной комиссии Министерства образования и науки Российской Федерации журнал включён в «Перечень ведущих рецензируемых научных журналов и изданий, в которых должны быть опубликованы основные научные результаты диссертаций на соискание ученой степени доктора и кандидата наук»

Редакция: *Г.В.Вавилова, В.С.Жаркова*

Вёрстка и оригинал-макет: *Т.И.Хариш*

Фото на обложке (торбернит): *Didier Descouens*

Подписано в печать 01.09.16 г. Формат 30×42 1/2. Бумага листовая. Печать цифровая

Отпечатано в ФГУП ЦНИГРИ: 117545, г. Москва, Варшавское шоссе, 129, корп. 1

Адрес редакции:

117545, г. Москва, Варшавское шоссе, 129, корп. 1, ФГУП ЦНИГРИ

Телефон: 8 (495) 315-28-47

Факс: 8 (495) 315-43-47

E-mail: [rudandmet@tsnigri.ru](mailto:rudandmet@tsnigri.ru), [rudandmet@yandex.ru](mailto:rudandmet@yandex.ru)

Web: <http://www.tsnigri.ru/?q=node/24>

Подписной индекс 47218

Сайт Научной Электронной Библиотеки: <http://elibrary.ru>

© «Руды и металлы», 2016

## ПРИКЛАДНАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЯ

*Юричев А.Н.*

Критерии регионального и локального прогнозирования потенциальной хромитоносности подморфных ультрамафитовых массивов складчатых областей .....5

## СТРОЕНИЕ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

*Абрамов Б.Н.*

Андрюшкинское золоторудное месторождение: геохимические особенности пород и руд, Восточное Забайкалье .....15

*Андреев А.В., Мансуров Р.Х.*

Типы руд золота и обстановки их нахождения на месторождениях Новогоненского рудного поля, Полярный Урал .....23

*Зублюк Е.В., Прудников И.А., Агеев Ю.Л.*

Особенности вещественного состава железистых кварцитов Тонодской площади .....39

*Олейник И.Л., Кулешевич Л.В.*

Петрохимические особенности и благороднометалльная минерализация Койкарского силла, Карелия.....49

## СТРОЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛМАЗОВ

*Мионов А.А.*

Алмазоносность Оспино-Китойского гипербазитового массива .....62

## АППАРАТУРНО-ТЕХНИЧЕСКИЕ СРЕДСТВА И ТЕХНОЛОГИИ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ

*Романчук А.И., Кошель Д.Я., Карева А.В., Юбко В.М., Пономарёва И.Н.*

Извлечение попутных компонентов из океанических железомарганцевых конкреций .....72

## ЗАРУБЕЖНЫЙ ОПЫТ

*Егорова И.В.*

Проблема количественной оценки сырьевых баз зарубежных стран .....79

## ПОЗДРАВЛЯЕМ С ЮБИЛЕЕМ

В.Д.Конкина .....87

В.П.Филиппова .....88

### APPLIED METALLOGENY

*Yurichev A.N.*

Criteria of regional and local prediction of chromite ore potential in podiform ultramafic massifs of folded regions .....5

### GEOLOGY OF ORE DEPOSITS

*Abramov B.N.*

Andryushkinskoye gold deposit: geochemical features of rocks and ores, Eastern Trans-Baikal area ..... 15

*Andreev A.V., Mansurov R.Kh.*

The types and geological settings of gold ore mineralization in the Novogodnee ore field, Polar Urals .....23

*Zublyuk E.V., Prudnikov I.A., Ageev Yu.L.*

Compositional features of ferruginous quartzites, Tonod area .....39

*Oleinik I.L., Kuleshevich L.V.*

Petrochemical features and precious-metal mineralization of Koikary sill, Karelia .....49

### GEOLOGY OF DIAMOND DEPOSITS

*Mironov A.A.*

Diamond potential of Ospin-Kitoy hyperbasite massive .....62

### TECHNICAL FACILITIES AND EQUIPMENT IN GEOLOGICAL EXPLORATION

*Romanchuk A.I., Koshel D.Ya., Kareva A.V., Yubko V.M., Ponomaryova I.N.*

Extraction of by-products from oceanic Fe-Mn nodules ..... 72

### FOREIGN EXPERIENCE

*Egorova I.V.*

The problem of quantitative estimation of foreign countries' mineral resources ..... 79

### OUR CONGRATULATIONS

V.D.Konkin .....87

V.P.Filippov .....88

# КРИТЕРИИ РЕГИОНАЛЬНОГО И ЛОКАЛЬНОГО ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ПОТЕНЦИАЛЬНОЙ ХРОМИТОНОСНОСТИ ПОДИФОРМНЫХ УЛЬТРАМАФИТОВЫХ МАССИВОВ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

А.Н.Юричев

Томский государственный университет,  
г. Томск

*Рассмотрены критерии региональной и локальной оценки потенциальной хромитоносности ультрамафитовых массивов складчатых областей. Охарактеризована зависимость оруденения и его масштабов от формационного типа хромитоносных пород, строения и размеров массива, тектонической обстановки формирования и пострудной тектоники. Показаны связь хромитового оруденения с химизмом оливина, сопоставимость составов рудного и аксессуарного хромшпинелидов.*

*Ключевые слова: ультрамафиты, хромшпинелиды, оценка хромитоносности, прогнозные критерии оруденения, химизм оливинов и хромшпинелидов.*

В настоящее время вопросы формирования и концентрации хромитового оруденения в ультрамафитовых (частично мафит-ультрамафитовых) массивах и разработка критериев их хромитоносности имеют первостепенное практическое значение. Среди геолого-промышленных типов месторождений хрома выделяются стратиформные месторождения в расслоенных ультраосновных массивах платформенных областей, месторождения подиформных ультраосновных массивов складчатых поясов и имеющие ограниченное распространение россыпные месторождения (доля в общем балансе мировых запасов 0,1%).

Стратиформные массивы размещаются на древних архейско-протерозойских щитах и приурочены к зонам глубинных разломов, возникающих в этап постплатформенной тектоно-магматической активизации. Они – ведущие в мировом масштабе: на их долю приходится ~82% мировых разведанных запасов хромитовых руд и ~80% мировой добычи товарной руды. Хромитовые руды данного типа формируют ма-

ломощные (от первых сантиметров до 1,8 м) пластообразные выдержанные по простираению залежи, которые залегают согласно общей псевдостратификации массива. Анализ особенностей структуры, текстуры, минерального и химического составов пород, слагающих стратифицированные массивы, их возрастных и пространственных взаимоотношений показывает, что эти гетерогенные массивы являются полиформационными, включают в нижних частях породы дунит-гарцбургитовой формации с хромитовым оруденением, верхних – породы дунит-клинопироксенит-габбровой формации с титаномагнетитовым, платиновым и Cu-Ni оруденением. Уникальные по запасам месторождения данного типа – Бушвельдский массив (ЮАР), Великая Дайка (Зимбабве), рудное поле Каттак (Индия), Стиллуотер (США) и др. – отличаются значительными запасами, но в большинстве случаев руды в них по составу низкосортные (среднехромистые железистого типа), менее качественные, чем хромиты из ультрабазитов складчатых областей [2, 10].

Месторождения подиформного типа пространственно и генетически связаны с офиолитовыми мантийными ультрабазитами, располагающимися в виде поясов в пределах складчатых областей различного возраста. Крупнейшие в мире гипербазитовые пояса установлены в палеозойских складчатых комплексах Уральской (Салатимско-Кемпирсайский, Серовско-Невьяновский, Алапаевско-Татищевский, Полтавско-Киембайский, Джетыгаринско-Аккаргинский и др.) [4, 10], Казахстанской, Тянь-Шаньской и Алтае-Саянской складчатых областей. Известны гипербазитовые пояса в мезокайнозойских складчатых комплексах Альпийско-Гималайской складчатой области, массивы которых вмещают наиболее значительные хромитовые проявления Греции, Албании, быв. Югославии, Болгарии, Турции, Пакистана, а также Кавказа. В общем балансе мировых запасов хромитовых руд доля их относительно невелика (16,5–17,0%), однако для России именно они имеют важнейшее значение, являясь объектами добычи высококачественных хромитовых руд, пригодных для использования в металлургической промышленности. Помимо этого, внимание к объектам данного типа резко возросло после распада СССР, когда крупнейшие в мире хромитовые месторождения в офиолитовых комплексах Южного Урала отошли Казахстану и Россия столкнулась с острым дефицитом хромитового сырья. Автором путём обобщения результатов собственных петрологических исследований (структурные и петроструктурные особенности, вещественный состав пород и руд) ультрамафитовых массивов Урала (Сыум-Кеу, Кемпирсайский, Нижнетагильский), Западного и Восточного Саян (Калнинский, Эргакский, Оспинский, Идарский), Тувы (Агардагский) и материалов других исследователей предпринята попытка систематизации накопленного материала с раскрытием новых аспектов прогнозирования хромитового оруденения и его качества в подиформных ультрамафитовых массивах складчатых областей.

Геологическое обоснование прогноза хромитовых месторождений включает прежде всего учёт закономерностей размещения оруденения, контролируемых условиями его образования и пострудными процессами, которые могут внести кардинальные изменения в его количественный и качественный состав, а также существенно изменить параметры первичной мор-

фологии. Проведённый автором анализ петрологических исследований с привлечением литературных источников по проблемам хромитоносности позволяет выделить две главные группы критериев: региональные и локальные.

*Критерии регионального прогноза.* Ведущие инструменты регионального прогноза хромитовых месторождений – формационный анализ ультрамафитов и определение их геотектонической позиции. В строении офиолитовых ультрабазитов выделяются четыре формационных комплекса: лерцолитовый, гарцбургитовый, дунит-гарцбургитовый и стоящий несколько «особняком», но относимый автором сюда же – дунит-клинопироксенитовый. При этом наиболее ранними комплексами по Г.М.Савельевой являются лерцолитовый и гарцбургитовый: первый – в лерцолитовом, второй – в гарцбургитовом типе офиолитов [15].

Лерцолитовый комплекс образуется в процессе спрединга океанического дна в зонах срединно-океанического хребта (СОХ) с низкой скоростью [9, 36] и не хромитоносен. Гарцбургитовый комплекс формировался в зонах СОХ с умеренной и высокой скоростью спрединга, что позволяло мантийному диапиру подниматься выше (до глубин 15–20 км), чем в случае с лерцолитовым комплексом. На таких глубинах выплавление базальтов прекращалось, а повышенная вязкость мантийного материала под воздействием динамометаморфизма приводила к смятию гарцбургитов в крупные складки и развитию генетически связанных со складчатостью зон пластично-сколовых деформаций, наиболее интенсивно проявившихся в осевых частях складок. Сброс давления в зонах деформаций был причиной частичного плавления здесь гарцбургитов с появлением рудно-силикатного расплава. После удаления последнего из остаточного тугоплавкого рестита формировались штокообразные дунитовые тела, которые фиксировали пространственное размещение зон деформаций и их размеры. Перемещение и локализация рудной части расплава также происходили по зонам сколово-пластичных деформаций и пространственно связаны с телами дунитов.

Дунит-гарцбургитовый комплекс (с высокой дунитовой составляющей, ~60% и более) возник по ультрабазитам гарцбургитового и лерцолитового комплексов в ходе их предвари-

тельного дополнительного деплетирования в пределах надсубдукционного мантийного клина островных дуг [1, 10, 35]. Механизм формирования и локализации дунитов и рудных тел в целом близок к рассмотренному выше. При этом в ядерных частях складок образовывались штокообразные дунитовые тела, окружённые сложно построенным комплексом гарцбургитов со шлирово-полосчатыми выделениями дунитов (количество последних постепенно уменьшается в сторону от основного дунитового тела), а на крыльях складок развивались полосовидные и вытянутые линзовидные дунитовые тела в гарцбургитах, которые фиксировали линейно-плоскостной тип деформаций.

В качестве дополнительного параметра дифференциации породных ассоциаций на гарцбургитовый и дунит-гарцбургитовый комплексы автором предлагается использовать петрохимический. Породы первого комплекса обладают низкой степенью истощённости, повышенным содержанием  $Al_2O_3$  и  $Cr_2O_3$  в пироксенах, второго – высокой степенью истощения литофильными компонентами, низким содержанием пироксенов и их крайней обеднённостью  $Al_2O_3$ ,  $Cr_2O_3$  и щелочами.

Дунит-клинопироксенитовый комплекс формировался по ультрабазитам рассмотренных выше комплексов в пограничной зоне между корой и мантией в пределах островных дуг. Его образование связано с процессами магматического замещения и глубокого истощения мантийных ультрабазитов под воздействием магматических расплавов клинопироксенитового состава, а также процессов метаморфизма и тектонического расслаивания пород мантии [10, 11]. Данная формация представлена Платиноносным поясом на Урале (Хабарнинский, Ключевской, Нижнетагильский массивы, Россия) и в Юго-Восточной Аляске. Здесь хромитовое оруденение встречается только в массивах, где широко развиты дуниты. По составу оно характеризуется значительной степенью окисленности и повышенной общей железистостью, но во многих случаях отвечает требованиям металлургической промышленности. Однако масштабы оруденения чаще всего ограничены, а массивы даже при большом объёме дунитов преимущественно не хромитоносны, но имеют исключительное значение как платиноносные объекты [14, 37].

Определение формационной принадлежности исследуемого объекта позволяет из четырёх означенных комплексов «отбраковать» лерцолитовый и дунит-клинопироксенитовый в разряд бесперспективных на обнаружение промышленного хромитового оруденения. Оставшиеся характеризуются наличием хромшпинелидового оруденения, отличающегося по химическому составу: гарцбургитовый комплекс – глинозёмистая, дунит-гарцбургитовый – высокохромистая магнезиальная специализация.

Мантийные ультрабазиты слагают нижние части меланократового основания офиолитовых разрезов. Их выдвигание на поверхность могло происходить по крупным зонам надвигов и тектонических разломов в процессе коллизии островных дуг с континентами и микроконтинентами. В этом случае полнота и степень сохранности офиолитовых разрезов и хромитоносных мантийных ультрабазитов зависят от типа и величины вмещающей тектонической структуры, а также от последующей геотектонической эволюции, которая может привести к резкому усложнению их морфологии. Данное обстоятельство выдвигает геотектонический фактор также в число важнейшего при региональной оценке потенциала хромитоносности.

Анализ размещения гипербазитовых поясов различных складчатых областей мира позволил выделить три типа поясов [6], каждому из которых присущи свои размеры, степень раздробленности, характер и степень метаморфизма гипербазитовых масс и хромитоносность слагающих пояса массивов. Отмечается следующая закономерность в распределении перспектив в отношении хромитового оруденения по массивам ультрабазитов, приуроченным к различным зонам складчатого пояса:

- наиболее перспективны ультрабазитовые пояса, сложенные крупнейшими массивами, залегающими в зоне сочленения эвгеосинклинали с крупными жёсткими структурами высшего порядка (платформа, щит). Особенно перспективны участки среди выступов древних толщ. Таким массивам свойственны максимальная потенциальная хромитоносность, высокая степень сохранности морфологии и качества вмещаемых руд;
- менее перспективны пояса, окаймляющие срединные массивы эвгеосинклиналей. Они сложены прерывистыми цепочками относи-

тельно небольших по размерам массивов ультрабазитов, тектоническая переработка и степень метаморфического преобразования которых проявлялись по-разному. При благоприятном исходе здесь можно ожидать обнаружение сравнительно небольших по размерам залежей высококачественных хромитовых руд;

- наименее перспективны ультрабазитовые пояса, состоящие из коротких цепочек мелких тел, приуроченных к внутренней части одной крупной структуры складчатой области (антиклинориям и антиклиналям синформных структур). Породы таких массивов обычно интенсивно деформированы и преобразованы процессами метаморфизма, что приводит к отсутствию в них сколько-нибудь значимых по масштабам промышленных месторождений даже низкокачественных хромитовых руд.

Пояса двух первых категорий представляют несомненную практическую ценность. Поэтому при выявлении в них даже единичных или мелких массивов зоны их развития должны тщательно исследоваться для обнаружения не установленных ультрабазитовых тел.

*Критерии локального прогноза.* Включают прямые и косвенные структурные, петрографические, морфологические, петрохимические и минералогические признаки, по которым можно спрогнозировать состав и масштабы оруденения. Структурно-петрографические критерии характеризуют локализацию хромитового оруденения в породах, занимающих определённое место в разрезе массивов. Для рассматриваемых нами продуктивных на хромовое оруденение гарцбургитового и дунит-гарцбургитового формационных комплексов такие породы – дуниты. Автором прослежено два геоморфологических типа оруденения: сегрегационное вкрапленно-полосчатое и инъекционное линзовидное.

Первый тип представлен полосовидными рудными телами, являющимися ареалами распространения бедной рудной вкрапленности (с преобладанием редковкрапленных разностей), имеющими полосчатое строение. Контакты рудных тел обычно постепенные, согласные с простиранием вмещающих дунитов. Нередко такие тела имеют зональное строение, обусловленное структурно-морфологическими особенностями:

от апикальных к центральным частям увеличивается густота вкрапленности в рудах с укрупнением зёрен хромшпинелидов. Рудопроявления первого типа обладают малыми запасами хрома, технологически относятся к трудноизвлекаемым и не представляют практического интереса.

Второй геоморфологический тип – это линзовидные рудные тела, сложенные богатыми густовкрапленными, нодулярными и сливными хромитовыми рудами, которые тяготеют к зонам сколово-пластичных деформаций и пространственно связаны с телами дунитов. Они залегают субсогласно по отношению к границам вмещающих пород или ориентированы согласно с зонами деформаций. Внутреннее строение линзовидных тел относительно однородное, реже – неоднородное, с проявлением зональности, обусловленной приуроченностью более богатых руд к контактовым частям линз, в то время как центральные сложены относительно бедными вкрапленными. В дунитовых телах дунит-гарцбургитовой формации отдельных ультрабазитовых массивов Урала ранее отмечен смешанный геоморфологический тип оруденения в результате наложения руд инъекционного типа на руды сегрегационного [11].

По мнению автора, в изменении морфологии рудных тел наибольшую роль играет орогенная стадия развития подвижных поясов. В этот период происходит выдвигание массивов ультрабазитов в верхние горизонты земной коры, вследствие чего по их периферии возникает оторочка из нацело дезинтегрированных и серпентинизированных пород. Залежи хромитов, первоначально приуроченные к данным частям массивов, уничтожаются, разделяясь на серии мелких разрозненных гнездообразных скоплений. Месторождения внутренних частей массивов обычно затрагиваются тектоническими процессами в меньшей степени, для них становится характерным блоковое строение, обусловленное проявлением сдвиговой тектоники, причём амплитуды смещения могут достигать до 30–50 м.

Петрохимический критерий основан на различиях химического состава рудовмещающих дунитов и дунитов, удалённых от рудных тел на значительное расстояние или безрудных. Так, с приближением к хромитовым телам в дунитах понижаются концентрации Fe, Co и Mn при

увеличении содержания Ni, достигающего в отдельных случаях трёхкратного превышения над фоновым.

Минералогические критерии в настоящее время – одни из важнейших среди данной группы критериев, используемых для поисков хромитового оруденения, и заключаются в закономерном изменении составов породообразующего оливина с приближением к рудным телам и рудообразующего и акцессорного хромшпинелида в зависимости от качественного состава месторождений хромовых руд и степени проявления наложенных процессов метаморфизма. Автором в изученных реститовых ультрамафитовых массивах прослежено, что в дунитах с повышенной концентрацией хромшпинелида железистость оливина может уменьшаться до 2–3% фаялитовой молекулы. Также отмечена тенденция в снижении степени железистости оливина по мере приближения к хромитоносным зонам (рис. 1). Подобная минералогическая особенность для массивов Полярного Урала, наряду с показателем преломления  $n_g$  породообразующего оливина, также снижающегося при приближении к рудному телу, отмечалась ранее А.Б.Макеевым и Н.И.Брянчаниновой [5] и выделялась ими в качестве поискового признака для скрытого хромитового оруденения, залегающего в первых десятках метрах от поверхности эрозионного среза.

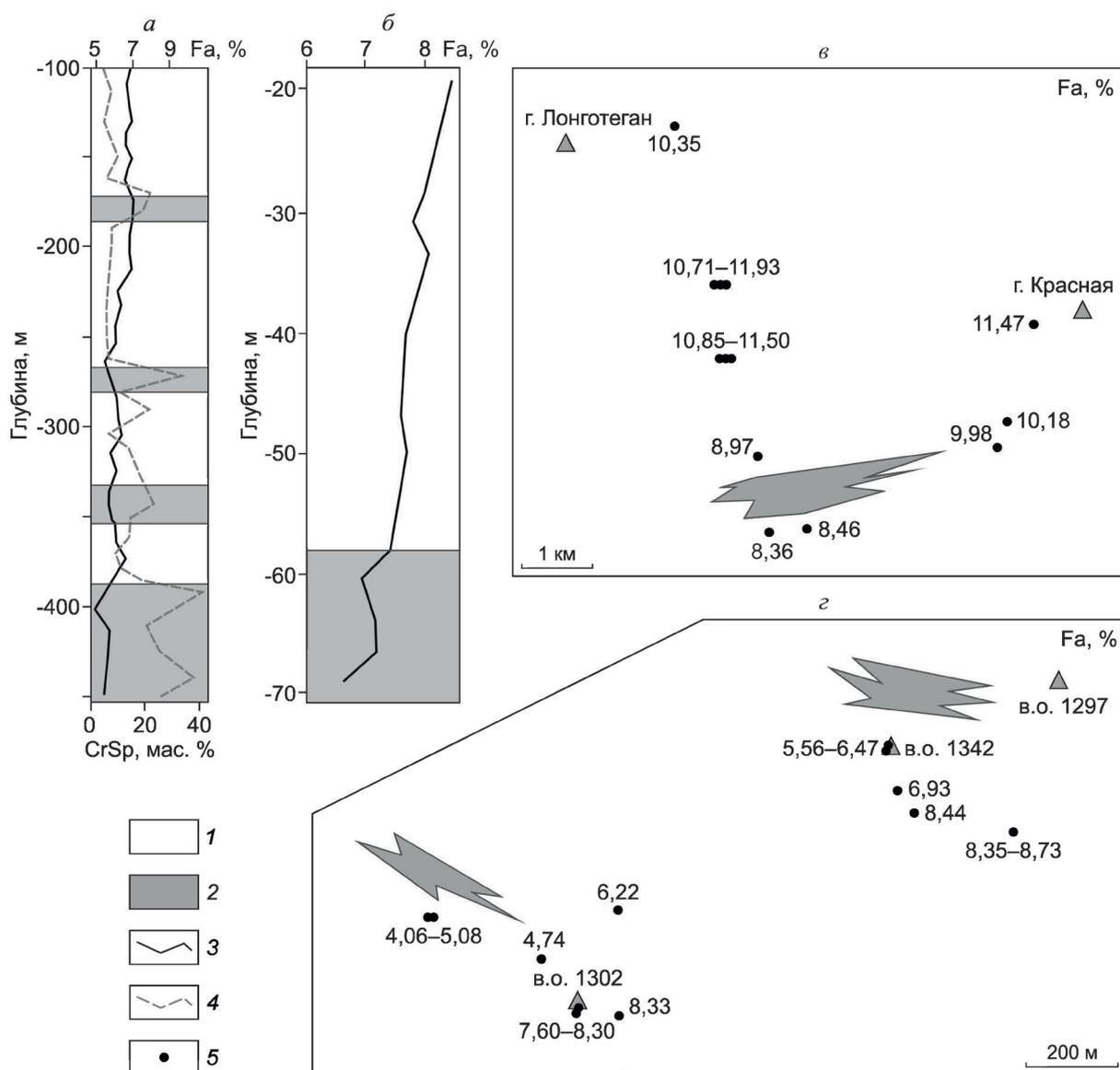
Качественный состав хромшпинелидов, как показали исследования автора, также подвержен закономерным изменениям в зависимости от расстояния до основного рудного тела и густоты вкрапленности (для вкрапленных руд) (рис. 2), размеров рудного тела (для массивных и сливных руд), и определяется характером пострудных процессов, затронувших массив ультрабазитов. К таким преобразующим агентам можно относить метаморфизм и тектоническое дробление. С.В.Москалева [6] рассматривала данные агенты в качестве главных факторов прогноза хромитоносности территории, основываясь на том, что при интенсивном их проявлении хромовые руды разубоживаются и уничтожаются. Однако проведённые позднее исследования не позволяют категорично согласиться с таким выводом [11, 12, 16, 26–31].

Доказано, что метаморфизм рудных хромшпинелидов обусловлен главным образом кинетическим фактором, выражающимся в сокра-

щении интенсивности и степени завершённости метаморфических процессов при увеличении густоты вкрапленности хромитового оруденения и размеров рудных тел [13]. Как показывают практические наблюдения, акцессорные хромшпинелиды и бедновкрапленные руды достаточно интенсивно метаморфизуются [7, 12, 26–28]. При увеличении густоты вкрапленности, начиная со средневкрапленных руд, степень воздействия метаморфизма существенно понижается, а метаморфизм густовкрапленных и сливных руд выражается только в незначительном повышении железистости в краевых частях тел, при этом руды практически полностью сохраняют качественный состав и промышленные свойства (см. рис. 2).

Данная особенность с учётом степени воздействия наложенных метаморфических процессов позволяет впоследствии спрогнозировать состав и технологическую сортность скрытых рудных залежей по составу неизменённого акцессорного хромшпинелида, который более широко распространён в ультрамафитах. Анализ изменения состава шпинелидов от «свежих» образцов к полностью преобразованным, а также изучение зональных зёрен шпинелидов позволили автору проследить две эволюционные стадии их преобразования (рис. 3). Первая стадия связана с высокобарическим динамометаморфизмом и включает процессы деформаций, скупивания океанической литосферы и её аккреции на пассивную окраину континента, в результате чего формируются крупные тектонические пластины, распространяются складчато-надвиговые и шарьяжные дислокации, линейные зоны высокобарического метаморфизма. На данной стадии происходят вынос из шпинелидов Al и Mg, накопление Cr, Fe и Mn.

В результате выноса из рудных хромшпинелидов магния и значительного количества алюминия возрастают их железистость и хромистость. Содержание хрома в метаморфизованных хромшпинелидах может увеличиваться до 15 мас. % и достигать в рудах глинозёмистого типа 57 мас. %, а в рудах высокохромистого 64 мас. %. Таким образом, на первой стадии происходит естественное «облагораживание» хромшпинелидов. Развитие такого механизма «облагораживания» подтверждено экспериментальными исследованиями [18, 32] и находками минералов высоких и сверхвысоких давле-



**Рис. 1. Вариации состава оливина по горизонтали и латерали в зависимости от концентрации хромшпинелидов и приближения к хромитонесным зонам:**

*а* – хромитит-дунитовая серия Кемпирсайского массива (Урал, Казахстан); *б* – Курмановское месторождение Алапаевского массива (Урал, Россия); *в* – Харчерузский массив (Полярный Урал, Россия); *г* – Агардагский массив (Тыва, Россия) (с использованием данных И.С.Чашухина [19, 20]); 1 – дуниты, гарцбургиты; 2 – рудная зона, хромититы; 3 – изменение фаялитовой молекулы в оливине,  $Fa = [Fe / (Fe + Mg)] \cdot 100\%$ ; 4 – изменение массовой доли хромшпинелида в породе; 5 – места отбора пробы на микроанализ (пять определений по каждому образцу с последующим усреднением значения)

ний (алмаз, карбиды кремния, псевдоморфы октаэдрического оливина, корунд, циркон, гранат и др.) в хромититах ультрамафитовых массивов Полярного Урала [17, 33].

Вторая стадия связана с процессами наложенного прогрессивного регионального и кон-

тактового метаморфизма и приводит к преобразованию, перекристаллизации хромшпинелидов с выносом из них Al, Mg и Cr при накоплении Mn и окислении закисного железа в окисное. Пострудный метаморфизм низких ступеней выражается, как правило, в серпентинизации вмес-

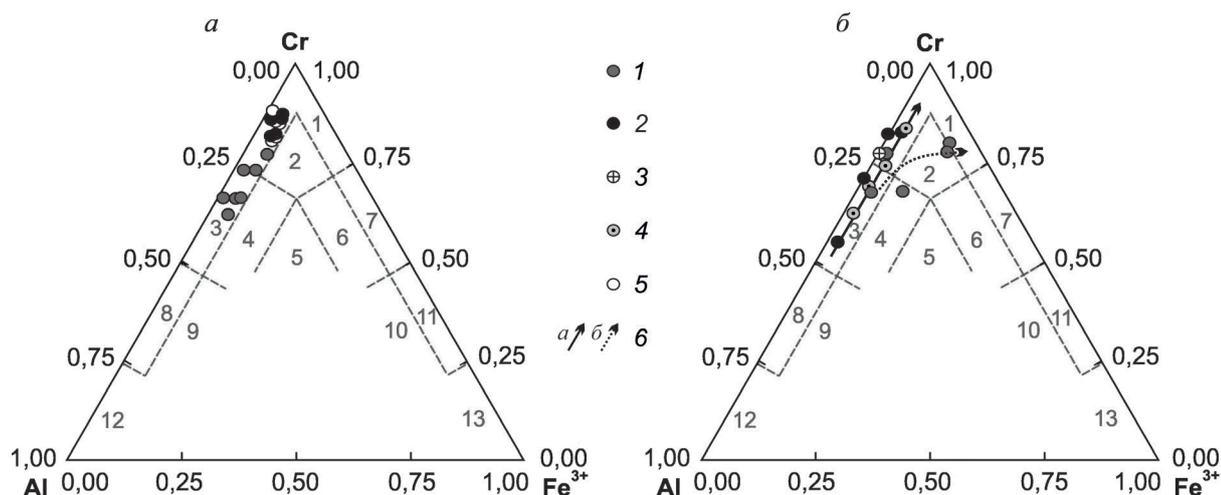


Рис. 2. Составы аксессуарных и рудных хромшпинелидов в породах Харчерузского (а) и Агардагско-го (б) ультрамафитовых массивов и их зависимость от густоты вкрапленности на классификационной диаграмме Н.В.Павлова [8]:

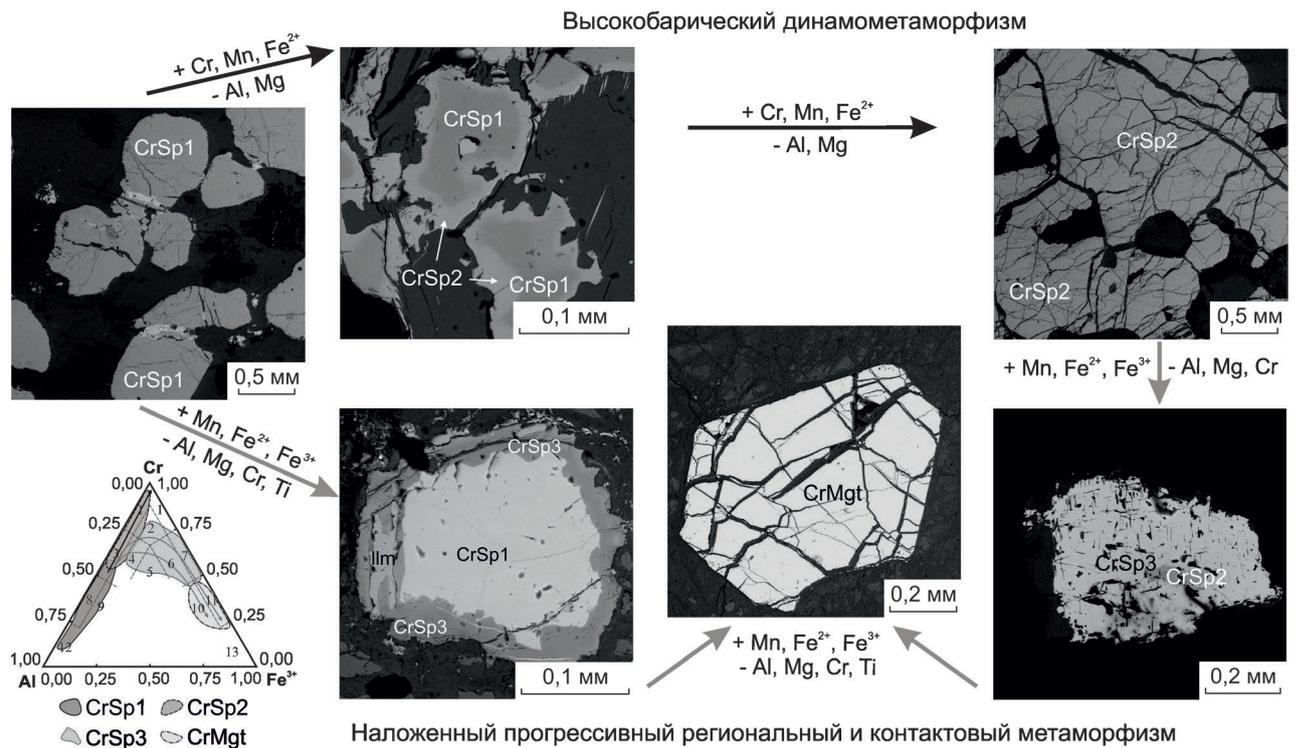
хромшпинелиды по степени вкрапленности: 1 – аксессуарные вкрапленные, 2 – густовкрапленные, 3 – нодулярные, 4 – сливные, 5 – густовкрапленные рассланцованные; б – тренд преобразования составов хромшпинелидов под действием высокобарического динамометаморфизма (а), наложенного прогрессивного регионального и локального метаморфизма (б); шпинелиды: 1 – хромит, 2 – субферрихромит, 3 – алюмохромит, 4 – субферриалюмохромит, 5 – ферриалюмохромит, 6 – субалюмоферрихромит, 7 – феррихромит, 8 – хромпикотит, 9 – субферрихромпикотит, 10 – субалюмохроммагнетит, 11 – хроммагнетит, 12 – пикотит, 13 – магнетит

щающих ультрабазитов с появлением лизардита. Качество руд при этом не претерпевает изменения и магнетит не образуется. При прогрессивном региональном или локальном метаморфизме во вмещающих вкрапленное оруденение дунитам возникают серпентиниты антигоритового и хризотилового составов (штубахиты, войкариты и т.д.) с обильным выделением магнетита. Качество вкрапленных руд в зависимости от густоты вкрапленности (о чём говорилось выше) ухудшается вследствие образования на месте хромита его железистых разновидностей (феррохромит, хроммагнетит) и хлорита, вплоть до полной потери их промышленной ценности. Нами отмечено резкое возрастание степени метаморфизма хромитовых руд при интенсивном тектоническом дроблении маломощных рудных тел, особенно сложенных бедновкрапленными рудами.

Приведённые примеры показывают, что установление формационного типа хромитоносных пород и геотектонической обстановки их залегания – одна из главных задач при прогнозировании хромитового оруденения промышленного масштаба в офиолитовых ультрабазитах.

Выделяются два типа потенциально хромитоносных разрезов, в составе которых распространены дуниты и известны хромитовые месторождения, приуроченные к ним. Первый – гарцбургитовый структурно-вещественный комплекс с дайковыми дунитовыми телами, характеризующимися хромовым оруденением глинозёмисто-магнезиальной специализации. Второй (наиболее перспективный) – дунит-гарцбургитовый структурно-вещественный комплекс с высокой дунитовой составляющей (>60%) и высокохромистым оруденением.

К самым перспективным относятся гипербазитовые пояса, сложенные крупнейшими массивами дунит-гарцбургитовой формации, залегающими в зоне сочленения эвгеосинклинали с крупными жёсткими структурами высшего порядка (платформа, щит). При этом в пределах таких массивов наиболее перспективны участки с преобладанием дунитов или близких к ним по составу дунит-гарцбургитов, причём имеет значение не только суммарный объём дунитов, переслаивающихся с перидотитами или иными породами, но и значительная ширина отдельных дунитовых полос.



**Рис. 3. Схема метаморфизма аксессуарных и рудных хромшпинелидов из офиолитовых ультрабазитов. На врезке – области распространения выделенных хромшпинелидов на классификационной диаграмме Н.В.Павлова [8]:**

CrSp – хромшпинелид; CrMgt – хроммагнетит; Ilm – ильменит; номера шпинелидов см. рис. 2

Выявление положения, прогнозирование размеров, морфологии и качества рудных тел в массивах конкретных формаций определяется локальными критериями прогноза, основанными на структурных, петрографических, петрохимических и минералогических особенностях. При анализе степени локализации жильных тел хромитов в исследуемом объекте, а также выяснении роли и интенсивности тектонического фактора хорошо зарекомендовали себя методы петроструктурного анализа [3, 21–25, 34], однако последние используются относительно ограниченно в связи с трудоёмкостью.

Критерии сохранности оруденения и его качественного состава определяются характером пострудных процессов, к главным из которых относятся пострудная тектоника и метаморфизм. Хромитовые тела сохраняют первоначальную форму в участках массива, не подвергшихся тектонической переработке, дроблению. В противном случае, происходят будинаж рудных тел,

образование мелких разрозненных линз. Благоприятно для обнаружения значительных концентраций высококачественных хромитовых руд отсутствие или слабое проявление наложенных метаморфических преобразований – диопсидизации, фельдшпатизации, серпентинизации антигоритовой фации, хлоритизации. При наложении же сильного прогрессивного регионального или локального метаморфизма происходит снижение качества руд, вплоть до полной потери их промышленной ценности во вкрапленном типе руд.

Хромовые руды офиолитовых ультрабазитов характеризуются исключительно сложными условиями локализации, что затрудняет прогноз хромитового оруденения и оценку ресурсного потенциала. И хотя научные исследования последних нескольких десятилетий позволили изучить закономерности локализации хромитового оруденения и создать научную методическую основу для оценки ресурсного потенциала

путём применения региональных и локальных критериев прогноза, относиться к последним надо с определённой осторожностью. Прогноз хромитового оруденения в любом случае носит вероятностный характер, и исключительное значение для его достоверности имеет степень изученности исследуемых ультрабазитовых массивов.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белова А.А., Рязанцев А.В., Разумовский А.А., Дегтярев К.Е. Раннедевонские надсубдукционные офиолиты в структуре Южного Урала // Геотектоника. 2010. № 4. С. 39–64.
2. Варлаков А.С. Генетические особенности хромитового оруденения и прогнозные критерии // Хромиты Урала, Казахстана, Сибири и Дальнего Востока: Мат-лы семинара по оценке перспектив хромитоносности ультраосновных массивов. М., 1974. С. 21–35.
3. Гончаренко А.И. Деформация и петроструктурная эволюция альпинотипных гипербазитов. – Томск: Изд-во ТГУ, 1989.
4. Казанцева Т.Т. Гипербазитовые пояса и геодинамика Урала // Геология, география и глобальная энергия. 2012. № 1. С. 35–43.
5. Макеев А.В., Брянчанинова Н.И. Топоминералогия ультрабазитов Полярного Урала. – СПб.: Наука, 1999.
6. Москалева С.В. Гипербазиты и их хромитоносность. – Л.: Недра, 1974.
7. О явлениях метаморфизма хромшпинелида хромовых руд на примере Урала. Верхне-Уфалейская группа месторождений и Качкинское месторождение / О.А.Толканов, В.П.Чернобровин, В.Н.Ослоповских и др. // Вестн. Южно-Уральского гос. ун-та. Сер. Металлургия. Челябинск, 2005. № 3. С. 3–12.
8. Павлов Н.В. Химический состав хромшпинелидов в связи с петрографическим составом пород ультраосновных интрузивов // Тр. ГИН РАН. 1949. Вып. 103.
9. Перевозчиков Б.В. Закономерности локализации хромитового оруденения в альпинотипных гипербазитах (на примере Урала) // Геология, методы поисков, разведки и оценки месторождений твердых полезных ископаемых. М., 1995. Вып. 7.
10. Перевозчиков Б.В. Тектоническая позиция хромитоносных базит-ультрабазитовых комплексов Урала // Литосфера. 2011. № 4. С. 93–109.
11. Перевозчиков Б.В., Набиуллин В.И. Методические основы оценки ресурсного потенциала хромовых руд офиолитовых ультрабазитов // Вестн. Пермского ун-та. Геология. 2007. № 4. С. 91–105.
12. Перевозчиков Б.В., Плотников А.В., Макиев Т.Т. Природа вариаций состава рудной и акцессорной хромшпинели ультрабазитового массива Сыум-Кей (Полярный Урал) // Изв. вузов. Геология и разведка. 2007. № 4. С. 32–39.
13. Пучков В.Н., Штейнберг Д.С. Строение, эволюция и минерогения гипербазитового массива Рай-Из. – Свердловск: УрО АН СССР, 1990.
14. Пушкарев Е.В., Аникина Е.В., Гарути Дж., Заккарини Ф. Хром-платиновое оруденение нижнетагильского типа на Урале: структурно-вещественная характеристика и проблема генезиса // Литосфера. 2007. № 3. С. 28–65.
15. Савельева Г.Н. Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре // Тр. ГИН АН СССР. М., 1987. Вып. 404.
16. Селиванов Р.А. Условия локализации хромитового оруденения в ультрамафитовых массивах: Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. – Екатеринбург, 2011.
17. Суставов С.Г., Вахрушева Н.В. Хромовый рutil в хромититах Енгайской площади массива Рай-Из // Вестн. УрО Российского минералогического общества. 2010. № 7. С. 159–162.
18. Туркин А.И., Соболев Н.В. Пироп-кноррингитовые гранаты: обзор экспериментальных данных и природных парагенезисов // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 12. С. 1506–1523.
19. Чащухин И.С. Генетические типы хромитовых руд в альпинотипных ультрамафитах // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения: Мат-лы III Междунар. конф. Екатеринбург, 2009. Т. 2. С. 252–255.
20. Чащухин И.С., Вотяков С.Л. Ультрамафиты Алапаевского массива (Средний Урал): петрология, геохимия, хромитоносность // Литосфера. 2012. № 4. С. 140–157.
21. Чернышов А.И. Ультрамафиты: пластическое течение, структурная и петроструктурная неоднородность. – Томск: Чародей, 2001.

22. Чернышов А.И., Юричев А.Н. Петроструктурная эволюция ультрамафитов Калнинского хромитового массива в Западном Саяне // Геотектоника. 2013. № 4. С. 31–46.
23. Чернышов А.И., Юричев А.Н. Структурная эволюция дунитов и хромитов Харчерузского массива (Полярный Урал) // Геотектоника. 2016. № 2. С. 62–77.
24. Шмелев В.Р. Гипербазиты массива Сьум-Кеу (Полярный Урал). Структура, петрология, динамометаморфизм. – Екатеринбург: УрО АН СССР, 1991.
25. Щербаков С.А. Пластические деформации ультрабазитов офиолитовой ассоциации Урала. – М.: Наука, 1990.
26. Юричев А.Н. Акцессорные шпинелиды из ультрамафитов: индикаторы условий формирования // Руды и металлы. 2013. № 6. С. 30–34.
27. Юричев А.Н. Акцессорные шпинелиды как инструмент реконструкции термодинамических параметров кристаллизации // Руды и металлы. 2014. № 5. С. 32–36.
28. Юричев А.Н. Калнинский ультрамафитовый массив Западного Саяна: рудная минерализация и ее генетическая природа // Изв. ТПУ. 2015. Т. 326. № 2. С. 61–69.
29. Юричев А.Н., Чернышов А.И. Эволюция составов шпинелиевой минерализации из различных формационных типов мафит-ультрамафитовых комплексов Канской глыбы (Восточный Саян) // Отечественная геология. 2012. № 2. С. 42–50.
30. Юричев А.Н., Чернышов А.И., Кульков А.С. Рудная минерализация Агардагского ультрамафитового массива (Республика Тыва) // Изв. ТПУ. 2013. Т. 323. № 1. С. 130–136.
31. Aswad K.J.A., Aziz N.R.H., Koyi H.A. Cr-spinel compositions in serpentinites and their implications for the petroctonik history of the Zagros Suture Zone, Kurdistan Region, Iraq // Geological magazine. 2011. Vol. 148. P. 802–818.
32. Brey G.P., Doroshev A.M., Girnits A.V., Turkin A.I. Garnet-spinel-olivine-orthopyroxene equilibria in the FeO-MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> system: I. Composition and molar volumes of minerals // Eur. J. Mineral. 1999. Vol. 11. № 4. P. 599–617.
33. Discovery of diamond and an unusual mineral group from the podiform chromite ore Polar Ural / J.Yang, W.Bai, Q.Fang et al. // Geology in China. 2007. Vol. 34. P. 950–953.
34. Karato S-I. Deformation of Earth Materials. An Introduction to the Rheology of Solid Earth. – Cambridge: Cambridge University Press, 2008.
35. Melcher F., Grum W., Thalhammer T.V., Thalhammer O.A.R. The giant chromite deposits at Kempirsai, Urals: constraints from trace element (PGE, REE) and isotope data // Mineral. Depos. 1999. Vol. 34. № 3. P. 250–272.
36. Ophiolites of the Southern Urals Adjacent to the East European Continental Margin / G.N.Savelieva, A.Ya.Sharaskin, A.A.Saveliev et al. // Tectonophysics. 1997. Vol. 276. P. 117–137.
37. Primary platinum mineralization in the Nizhny Tagil and Kachkanar ultramafic complexes, Urals, Russia: a genetic model for PGE concentration in chromite-rich zones / T.Auge, A.Genna, O.Legendre et al. // Economic Geology. 2005. Vol. 100. P. 707–732.

*Юричев Алексей Николаевич,*  
кандидат геолого-минералогических наук  
juratur@sibmail.com

## CRITERIA OF REGIONAL AND LOCAL PREDICTION OF CHROMITE ORE POTENTIAL IN PODIFORM ULTRAMAFIC MASSIFS OF FOLDED REGIONS

A.N.Yurichev

*Criteria of regional and local evaluation of chromite ore potential in ultramafic massifs in folded regions are reviewed. Mineralization and its dependence on formational type of chromite-bearing rocks, structure and spatial dimensions of massifs, tectonic setting during formation of massifs and post-ore tectonics are characterized. Relation of chromite mineralization with chemistry of olivine, comparable compositions of ore and accessory chromespinellides are shown.*

*Key words: ultramafites, Cr-spinels, assessment of chromite ore potential, predictive criteria of ore mineralization, chemistry of olivines and chromespinellides.*

# АНДРЮШКИНСКОЕ ЗОЛОТОРУДНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ: ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД И РУД, ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ

Б.Н.Абрамов

ФГБУН Институт природных ресурсов, экологии  
и криологии СО РАН,  
г. Чита

*Основное золотое оруденение Андрюшкинского месторождения локализовано в скарнах в прожилково-вкрапленных зонах, залегающих в архейской метаморфической толще. Магматические очаги этих интрузий были в значительной степени дифференцированы ( $Eu/Eu^* 0,11-0,14$ ) и возникли на глубинах, соответствующих верхней континентальной коре ( $Eu/Sm 0,11-0,17$ ). На золото продуктивна кварц-тетрадимит-висмутовая ассоциация. Среднее содержание Au в рудах 7,9 г/т. Интрузии амуджикано-шахтаминского комплекса, эффузивы шадаронской серии и золотое оруденение образовались за счёт единого источника близкого к адакитовой магме.*

*Ключевые слова: амуджикано-шахтаминский комплекс, скарны, золото, адакиты.*

Статья основана на фактических данных, полученных автором в ходе тематических исследований по программам Института природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН, а также материалах территориальных геологических фондов (г. Чита). Химический состав пород определялся атомно-эмиссионной спектроскопией с индуктивно связанной плазмой (ISP-AES), рентген-флуоресцентным и атомно-абсорбционным методами, содержание петрогенных компонентов – стандартным методом силикатного анализа. Анализы выполнены в Лабораторно-исследовательском центре по изучению минерального сырья Комитета природных ресурсов по Читинской области (ОАО «ЛИЦИМС») и аналитическом центре Геологического института СО РАН (г. Улан-Удэ).

Андрюшкинское золоторудное месторождение расположено в Балейском рудном районе в 15 км южнее г. Балей. Разведанные запасы золота составляют ~8 т при среднем содержании в рудах 7,9 г/т. Структурная позиция его обу-

словлена приуроченностью к региональному Балейско-Дарасунскому разлому с серией субпараллельных разрывных нарушений по падям Умудиха и Андрюшкино. Площадь месторождения разбита разноориентированными тектоническими нарушениями на ряд блоков (рис. 1). В геологическом строении объекта участвуют позднеархейские метаморфизованные породы ( $AR_2$ ), гранитоиды ундинского комплекса ( $C_3$ ), вулканогенно-осадочные породы шадаронской серии ( $J_{2-3}$ ), гранитоиды амуджикано-шахтаминского комплекса ( $J_{2-3}$ ). Дайковые образования последнего представлены гранит-порфирами, диоритовыми порфиридами и лампрофирами.

Из архейских пород наиболее распространены амфиболиты, реже встречаются биотит-амфиболовые сланцы, кварциты, гнейсы, доломиты, диориты, граниты. Вулканогенно-осадочные породы шадаронской серии с угловым несогласием налегают на породы архейско-палеозойского фундамента. Базальный горизонт отложений шадаронской серии представлен валунно-галеч-

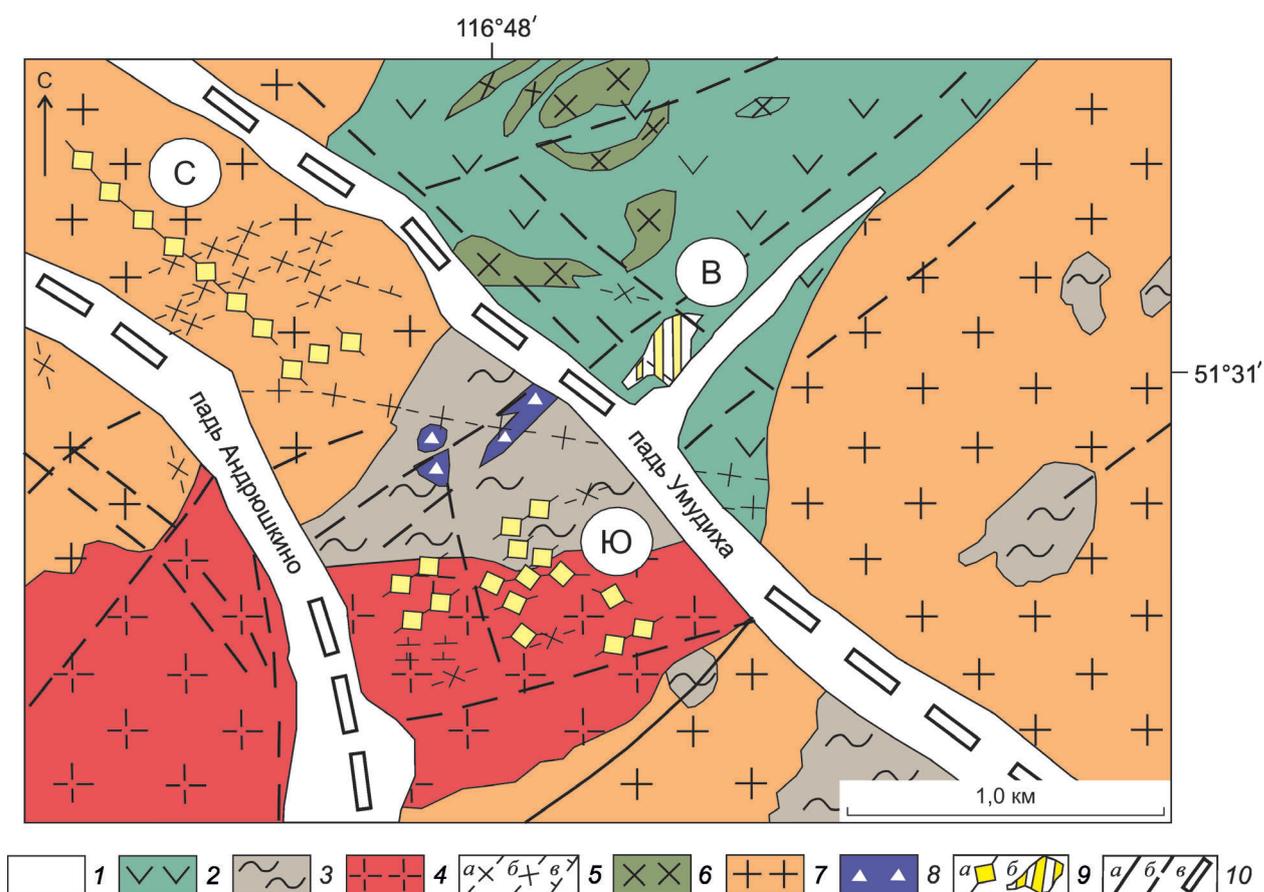


Рис. 1. Схема геологического строения Андрюшкинского золоторудного месторождения:

1 – четвертичные отложения; 2 – средне-верхнеюрские отложения шадаронской серии (андезиты, андезито-базальты, их туфы и лавы); 3 – архейские амфиболиты, мигматиты, сланцы; 4 – средне-позднеюрские гранитоиды шахтаминского комплекса; 5 – дайковый комплекс (а – гранит-порфиры, б – лампрофиры, в – диоритовые порфириды); 6 – юрские штоки, силлы диоритовых порфиридов; 7 – палеозойские гранитоиды ундинского комплекса; 8 – взрывные брекчии; 9 – рудная минерализация (а – рудоносные жилы, б – рудные зоны); 10 – тектонические нарушения (а – достоверные, б – предполагаемые, в – Балейско-Дарасунский разлом); рудные участки: В – Восточный, С – Северный, Ю – Южный

ным материалом пород фундамента (амфиболиты, мигматиты, диориты, граниты). Выше по разрезу горизонт лавобрекчий с линзами туфо- и осадочных брекчий сменяется горизонтами андезитов, андезито-базальтов.

В районе месторождения из интрузивных образований широко распространены гранитоиды ундинского комплекса. В его составе выделяют три фазы. Здесь же отмечаются породы второй фазы – роговообманково-биотитовые граниты, гранодиориты. В южной части месторождения развит штоки амуджикано-шахтаминского комплекса, сложенный резкопорфировидными гранитами, лейкократовыми мелкозер-

нистыми гранитами. Количество вкрапленников (представлены главным образом полевым шпатом) в порфировидных гранитах составляет 20–50%. Дайковые образования комплекса – диоритовые порфириды, гранит-порфиры, лампрофиры. Согласно данным уран-свинцовой датировки по циркону, абсолютный возраст гранитов амуджикано-шахтаминского комплекса  $161,0 \pm 1,7$  млн лет [8]. Установлено, что резкопорфировидные граниты Андрюшкинского месторождения соответствуют гранитам ильменитовой серии [1], которые кристаллизуются в условиях открытой системы вследствие разгерметизации магматической камеры [4].

1. Содержание редких и рудных элементов в породах и рудах Андрюшкинского золоторудного месторождения, г/т

| Элементы | Номера проб |       |      |       |       |       |        |       |       |       |       |       |       |       |
|----------|-------------|-------|------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
|          | 443-3       | 443-4 | 444  | 444-1 | 444-4 | 444-6 | 445-1  | 490-1 | 490-2 | 490-7 | 503   | 503-1 | 503-2 | 503-3 |
| Zn       | 110         | 10    | 45   | 50    | 77    | 23    | -      | 100   | 45    | 26    | 200   | 140   | 220   | 170   |
| As       | 300         | 260   | -    | 40    | 56    | 12    | 47 000 | 20    | 1325  | 3450  | 7000  | 2500  | 6600  | 160   |
| Pb       | 500         | 530   | 22   | 13    | 150   | 24    | 10 000 | -     | 11    | -     | 30    | 20    | 60    | 50    |
| Rb       | -           | -     | 81   | 65    | 580   | 89    | 280    | -     | 84    | 72    | -     | -     | -     | -     |
| Sr       | 23          | 9     | 660  | 540   | 5     | 265   | 775    | 6     | 490   | 510   | 21    | 19    | 24    | 25    |
| Zr       | 4           | 40    | 160  | 150   | 240   | 240   | 120    | 8     | 155   | 180   | 8     | 15    | 8     | 7     |
| Nb       | -           | 1     | 6    | 5     | 11    | 13    | 16     | 2     | 9     | 8     | 8     | 6     | 17    | 5     |
| Sn       | 10          | 4     | -    | 2     | 52    | 2     | 39     | 2,4   | 2,6   | 35    | 50    | 21    | 140   | 32    |
| Sb       | 39          | 52    | -    | 4     | 120   | 2     | 81     | 4,8   | 3,6   | 15    | 13    | 12,4  | 18    | 21    |
| Cu       | 1500        | 170   | -    | -     | -     | -     | -      | 140   | -     | 97    | 1050  | 730   | 1340  | 630   |
| Bi       | -           | 1500  | -    | -     | -     | -     | -      | 1770  | -     | -     | 400   | 300   | 5000  | 7100  |
| Ba       | 5           | 62    | 680  | 610   | 225   | 460   | 1060   | -     | 550   | 170   | 22    | 2     | 4     | 3     |
| Au       | 0,20        | 49,70 | 0,70 | 0,50  | 0,14  | 0,23  | 1,50   | 29,24 | 1,30  | 0,38  | 13,93 | 12,97 | 49,69 | 81,07 |

Примечание. Эксплозивные брекчии: 443-3, 443-4, 444, 444-1, 444-4, 444-6, 490-2, 490-7; сульфидно-кварцевые жилы: 445-1; скарны: 490-1, 503, 503-1, 503-2, 503-3. Анализ рудных и редких элементов выполнен РФА методом (аналитик Б.Ж.Жалсараев) в аналитическом центре Геологического института СО РАН (г. Улан-Удэ). Прочерк – нет данных. Содержание Au определялось атомно-абсорбционным методом в аналитических лабораториях ОАО «ЛИЦИМС» (г. Чита).

С процессами формирования интрузий амуджикано-шахтаминского комплекса связано образование флюидно-эксплозивных брекчий (ФЭБ). Тела ФЭБ прослежены канавами и скважинами в центральной и северо-восточной частях месторождения. На поверхности площадь выхода наиболее крупного тела ФЭБ составляет в длину до 200 м при ширине до 60 м. Тела ФЭБ подсечены скважинами на глубинах 13–38, 210–210,5 м. Размер обломочного материала брекчий варьирует от 1–2 мм до 10 см. В составе обломков преобладают граниты, реже фиксируются амфиболиты, диориты. Цемент брекчий имеет кварц-полевошпатовый и кварц-турмалиновый составы. В северо-восточной части рудного поля тела ФЭБ подсечены скважинами под покровом вулканитов. Они состоят из обломков (3–5 см) гранитов, сцементированных тонкозернистым материалом тех же гранитов. В эксплозивных брекчиях встречаются участки с включениями и прожилками пирита, арсенопирита, реже халькопирита, характеризующиеся повышенными содержаниями Au (до 49,7 г/т) (табл. 1). Корреляционный анализ по-

казал тесную связь ( $r=0,57$ ) золота с висмутом. Гипергенные минералы в рудоносных участках – скородит (по арсенопириту), ковеллин (по халькопириту). Следует отметить, что золотоносные эксплозивные брекчии характерны для многих мезозойских золоторудных месторождений Восточного Забайкалья [2].

В пределах месторождения выделяются Северный, Южный и Восточный участки, отличающиеся друг от друга характером рудной минерализации, преобладающей ориентировкой рудных жил. Основные запасы золота (>90%) сосредоточены в Восточном рудном участке.

*Восточный участок.* Сложен вулканогенно-осадочными отложениями шадаронской серии мощностью до 120 м, которые несогласно залегают на архейских метаморфических породах – перемежающихся амфиболитах, мраморизованных известняках, роговиках, кварцитах, гнейсах, гранодиоритах, гранитах. Здесь широко развиты зоны метасоматитов (скарны). Среди них в виде полос мощностью 0,1–2,0 м присутствуют гранатовые, пироксен-гранатовые и пироксеновые разности. В составе скарнов на-

блюдаются гранат, пироксен, аксинит, эпидот, актинолит, кальцит, биотит. В скарнах развиты зоны вкрапленной и прожилковой минерализации. Рудные минералы – арсенопирит, пирротин, халькопирит, галенит, сфалерит, пирит. В рудных зонах выделяются следующие парагенетические минеральные ассоциации (от ранних к поздним): кварц-пирит-арсенопиритовая; кварц-тетрадимит-висмутовая (продуктивная); кварцево-карбонатная (с пиритом, галенитом).

Рудные тела образуют залежи вкрапленно-метасоматических руд. Наибольшие концентрации золота сосредоточены в метасоматитах в непосредственном контакте с вулканитами или на небольшом удалении от них. Максимальное содержание Au достигает 121 г/т, среднее – 7,9 г/т. Основная рудная зона в плане имеет пластообразную форму длиной 380 м, шириной 175 м. Рудные горизонты отмечаются на удалении 30–50 м, реже до 100 м от подошвы вулканитов.

По данным фондовых материалов в золотоносных скарнах, наряду с золотом, повышены концентрации Bi (0,1%) и As (0,25%). Содержание Ag составляет 2,7 г/т. Корреляционный анализ выявил тесную связь золота ( $r=0,93$ ) с висмутом и теллуrom. Золотоносные руды характеризуются повышенными концентрациями Bi, As, Cu (см. табл. 1).

В позднеюрское время под воздействием магматических флюидов карбонатсодержащие породы метаморфической толщи превратились в скарны в виде пластовых и линзовидных согласно залегающих тел. Отсутствие обломков метасоматитов в базальном горизонте шадаронской серии свидетельствует об их более позднем формировании относительно вышележащих отложений вулканитов.

*Северный участок.* Во вмещающих гранитах ундинского комплекса развиты сульфидно-кварцевые жилы мощностью от 0,5 до 8 м северо-восточного простирания. Жилы сопровождаются зонами прожилково-вкрапленной минерализации мощностью до 20 м с широко проявленными процессами серицитизации, турмалинизации и карбонатизации пород. Содержание сульфидов в рудах достигает 10%. Рудные минералы – пирит, арсенопирит, реже отмечаются халькопирит, блеклая руда, сфалерит. Содержание Au в рудах чаще всего не более 1,0 г/т, в единичных случаях 16,0 г/т.

*Южный участок.* Характеризуется развитием кварцевых жил широтного простирания с золото-висмутовым оруденением в порфирировидных гранитах амуджикано-шахтаминского комплекса. Мощность их не превышает 0,6 м, протяжённость 100–500 м. Количество сульфидов в кварцевых жилах составляет 1–2%. Наиболее распространённые рудные минералы – арсенопирит, висмутин, тетрадимит, реже халькопирит, пирит. Содержание Au невысокое, в редких случаях достигает 22,0 г/т.

Анализ локализации золотого оруденения показал, что рудные тела Северного и Южного участков, представленные кварцево-сульфидными жилами, отличаются незначительными содержаниями Au (~1%). Основные запасы золота сосредоточены в рудных телах Восточного участка, представленных зонами прожилково-вкрапленного оруденения в скарнах. Среднее содержание Au 7,9 г/т. Широкое распространение арсенопирита и пирита во всех рудных участках косвенно указывает на образование их из единого рудоносного магматического очага.

Район Андрюшкинского месторождения расположен в шовной зоне Монголо-Охотской сuture. Установлено, что источники расплавов средне-верхнеюрских магматических образований Восточного Забайкалья, возникших в процессе коллизии, находились как в коре, так и в мантии. Это объясняется тем, что при коллизионных процессах при надвигании Сибирского континента на Монголо-Китайский в средне-позднеюрское время была погребена океаническая рифтовая зона, продолжающаяся активность которой способствовала появлению мантийных источников расплавов [5].

Геохимические особенности интрузий амуджикано-шахтаминского комплекса и эффузивов шадаронской серии месторождения говорят об их соответствии породам вулканических дуг и адакитовым образованиям (табл. 2, рис. 2). Формирование адакитов связывается с процессами плавления мантией субдуцирующей океанической литосферы [6]. Геохимические особенности адакитов – отношение  $(La/Yb)_n$  не более 10, содержание Yb <1,8 г/т, Y <18,0 г/т, Sr >300 г/т – обусловлены наличием граната в рестите [6]. На диаграмме  $(La/Yb)_n - Yb_n$  точки составов интрузий амуджикано-шахтаминского комплекса и эффузивов шадаронской серии компактно локализируются вдоль линии трендов

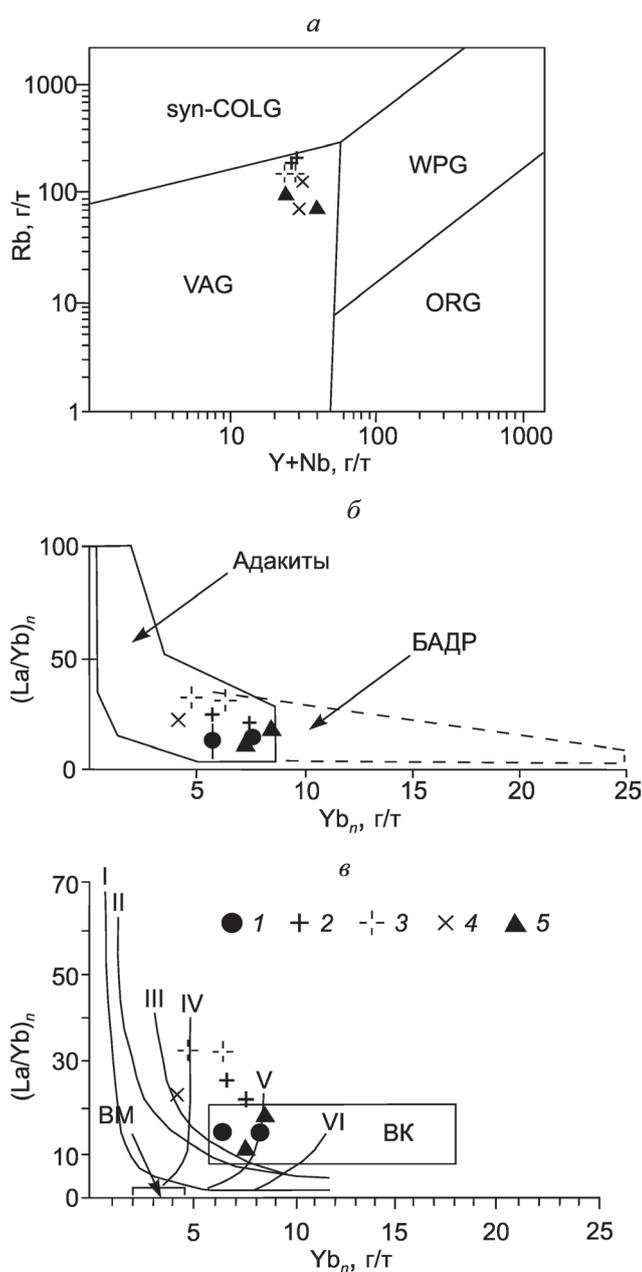


Рис. 2. Квалификационные диаграммы для интрузивных и эффузивных образований Андриушкинского месторождения:

*a* – дискриминационная диаграмма Rb – Y+Nb для разделения гранитоидов различных геодинамических обстановок (VAG – граниты вулканических дуг, ORG – граниты океанических хребтов, WPG – внутриплитные граниты, syn-COLG – коллизионные граниты); *б* – дискриминационная диаграмма  $(La/Yb)_n$  –  $Yb_n$ , по [9] (БАДР – породы базальт-андезит-дацит-риолитовых ассоциаций островных дуг и активных континентальных окраин); *в* – диаграмма  $(La/Yb)_n$  –  $Yb_n$  для интрузивных и эффузивных образований месторождения [10]; тренды плавления различных источников: I – кварцевые эклогиты, II – гранатовые амфиболиты, III – амфиболиты, IV, V, VI – гранатсодержащая мантия с содержанием граната соответственно 10, 5, 3%; BM – верхняя мантия; BK – верхняя кора: тоналиты, плагииграниты, плагиигранитогнейсы; 1 – эффузивы шадаронской серии; амуджикано-шахтаминский комплекс: 2 – граниты, 3 – гранит-порфиры (дайки), 4 – диоритовые порфиры (дайки), 5 – флюидно-эксплозивные брекчии

но-шахтаминского комплекса и эффузивах шадаронской серии указывает на образование их за счёт мантийного источника. При этом часть даек диоритовых порфиритов – результат процессов мантийно-корового взаимодействия (рис. 3).

Степень дифференциации магматических очагов интрузивных образований определялась по значению европиевой аномалии  $Eu/Eu^* = Eu_N / [Sm_N \cdot Gd_N]^{1/2}$  ( $N$  – значения элементов нормированных по хондриту) [7]. Глубина формирования магматических очагов оценивалась по отношению  $Eu/Sm$  в трактовке С.Ф.Винокурова [3]. Выявлено, что значения  $Eu/Sm < 0,2$  характерны для магматических очагов верхней континентальной коры [3].

Как показал анализ распределения и соотношений редкоземельных элементов (РЗЭ), магматические очаги интрузий амуджикано-шахтаминского комплекса были в значительной степени дифференцированы ( $Eu/Eu^*$  0,11–0,14) и образованы на глубинах, отвечающих верхней континентальной коре ( $Eu/Sm$  0,11–0,17). При этом породы данного комплекса кислого состава (граниты, гранит-порфиры) по сравнению с породами среднего (диоритовые порфи-

плавления гранатсодержащей мантии с содержаниями граната 5–10% и пород верхней коры (см. рис. 2, в) [10]. Формирование адакитов часто сопровождается промышленной минерализацией элементов халькофильного ряда [6]. В Забайкальском крае порфиновые граниты амуджикано-шахтаминского комплекса, с которыми связано молибденовое оруденение Шахтаминского месторождения, соответствуют К-адакитам [8].

Распределение Rb и Sr в гранитах, гранит-порфирах, эксплозивных брекчиях амуджика-

2. Содержание редких, рудных и редкоземельных элементов в породах Андрюшкинского месторождения, г/т

| Элементы             | Номера проб |         |       |       |        |       |        |        |        |        |
|----------------------|-------------|---------|-------|-------|--------|-------|--------|--------|--------|--------|
|                      | 443         | 443-2   | 445-6 | 491   | 491-1  | 489   | 489-1  | 498    | 504    | 504-1  |
| Zn                   | 37          | 600     | 68    | 77    | 53     | 40    | 33     | 23     | 66     | 68     |
| As                   | 12          | 52 000  | -     | 23    | 41     | 110   | 100    | 12     | 490    | 50     |
| Pb                   | 8           | 120 000 | -     | 26    | 14     | 65    | 61     | 24     | 44     | 47     |
| Rb                   | 98          | -       | 74    | 8     | 50     | 190   | 200    | 140    | 170    | 160    |
| Sr                   | 370         | -       | 320   | 920   | 600    | 410   | 360    | 117    | 350    | 360    |
| Zr                   | 180         | 70      | 250   | 155   | 156    | 280   | 280    | 110    | 260    | 290    |
| Nb                   | 8           | 2       | 12    | 6     | 5,4    | 18    | 18     | 15     | 18     | 20     |
| Sn                   | -           | 49      | 4     | 4     | 3      | 4,4   | 8,1    | 1,7    | 10     | 6,9    |
| Sb                   | -           | 190     | -     | 4,8   | 4,6    | 3,1   | 5,4    | 3,5    | 5,7    | 2,9    |
| Ba                   | 500         | 400     | 400   | 233   | 845    | 660   | 580    | 680    | 650    | 640    |
| La                   | 21,7        | 40,0    | -     | 21,4  | 31,3   | 41,80 | 40,30  | 23,5   | 51,2   | 39,6   |
| Ce                   | 52,4        | 82,0    | -     | 48,6  | 69,0   | 103,0 | 95,60  | 50,0   | 109,0  | 90,5   |
| Pr                   | 5,0         | 8,4     | -     | 5,6   | 8,6    | 10,00 | 8,80   | 4,3    | 9,7    | 7,95   |
| Nd                   | 18,4        | 28,3    | -     | 24,3  | 34,6   | 37,00 | 31,50  | 16,1   | 32,0   | 26,8   |
| Sm                   | 3,7         | 4,0     | -     | 5,2   | 7,0    | 6,40  | 5,40   | 2,9    | 5,1    | 4,5    |
| Eu                   | 0,59        | 0,82    | -     | 1,3   | 1,57   | 0,81  | 0,64   | 0,49   | 0,58   | 0,51   |
| Gd                   | 3,1         | 2,6     | -     | 3,5   | 4,4    | 4,30  | 3,40   | 2,2    | 3,7    | 2,6    |
| Tb                   | 0,49        | 0,40    | -     | -     | 0,65   | 0,52  | 0,47   | 0,40   | 0,43   | 0,42   |
| Dy                   | 2,6         | 1,9     | -     | 2,4   | 3,2    | 2,70  | 2,30   | 1,6    | 2,2    | 1,8    |
| Ho                   | 0,55        | 0,50    | -     | -     | 0,64   | 0,53  | 0,48   | 0,35   | 0,42   | 0,35   |
| Er                   | 1,54        | 1,42    | -     | 1,15  | 1,5    | 1,50  | 1,26   | 0,93   | 1,2    | 0,99   |
| Tm                   | 0,23        | 0,25    | -     | -     | -      | 0,18  | 0,17   | 0,13   | 0,18   | 0,12   |
| Yb                   | 1,3         | 1,5     | -     | 1,0   | 1,4    | 1,30  | 1,00   | 0,70   | 1,1    | 0,84   |
| Lu                   | 0,24        | 0,25    | -     | 0,15  | 0,19   | 0,18  | 0,15   | 0,13   | 0,17   | 0,14   |
| Y                    | 15,2        | 12,5    | -     | 12,4  | 16,1   | 16,30 | 13,30  | 10,5   | 13,4   | 10,7   |
| ∑РЗЭ                 | 111,84      | 172,24  | -     | 70,6  | 164,05 | 226,5 | 204,77 | 103,33 | 216,98 | 177,12 |
| (La/Yb) <sub>n</sub> | 11,57       | 18,51   | -     | 14,85 | 15,52  | 22,33 | 27,97  | 23,28  | 32,30  | 32,90  |
| Eu/Eu*               | 0,13        | 0,18    | -     | 0,22  | 0,20   | 0,34  | 0,43   | 0,14   | 0,10   | 0,12   |
| Eu/Sm                | 0,16        | 0,20    | -     | 0,25  | 0,22   | 0,13  | 0,12   | 0,17   | 0,11   | 0,11   |

Примечание. Граниты амуджикано-шахтаминского комплекса: 489, 489-1; диоритовые порфириды: 445-6, 498; explosive breccias: 443, 443-2; дайки гранит-порфиров: 504, 504-1; эффузивы шадаронской серии: 491, 491-1. Eu/Eu\* =  $Eu_N / [Sm_N \cdot Gd_N]^{1/2}$ ; «-» – нет данных. Анализы выполнены в геологическом институте СО РАН (г. Улан-Удэ). Редкоземельные элементы определены ISP-AES методом (аналитики А.А.Цыренова, Т.И.Казанцева), элементный состав – РФА методом (аналитик Б.Ж.Жалсарев).

риты) отличаются большими концентрациями РЗЭ (∑РЗЭ 177,1–226,5 г/т) и более значительными содержаниями легких РЗЭ (La/Yb)<sub>n</sub> 32,3–22,3. В диоритовых порфиридах соответственно ∑РЗЭ 103,33 г/т, (La/Yb)<sub>n</sub> 23,28 (см. табл. 2; рис. 4).

Распределение РЗЭ во флюидно-эксплозивных breccias свидетельствует о происхождении их из магматических очагов, имеющих разную степень дифференциации (Eu/Eu\* 0,13–0,18) и глущину образования (Eu/Sm 0,16–0,20).

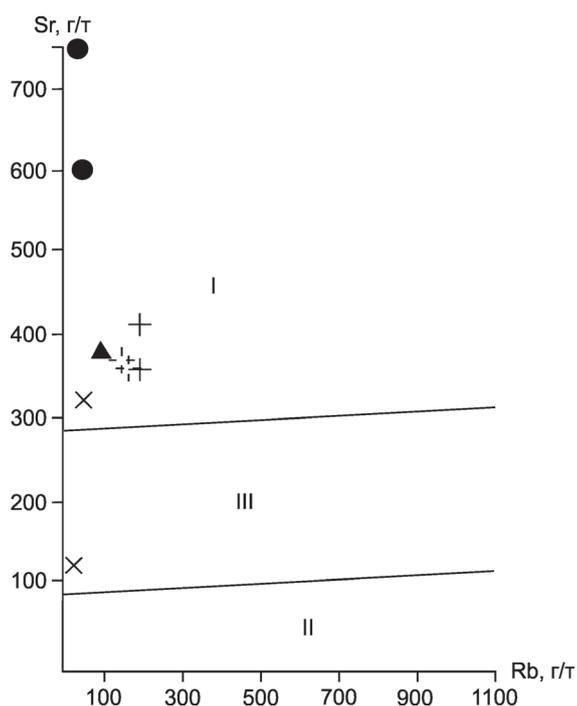


Рис. 3. Соотношения Rb и Sr в породах Андриюшкинского месторождения:

поля составов на диаграмме: I – мантийного, II – корового, III – смешанного мантийно-корового источников; остальные усл. обозн. см. рис. 2

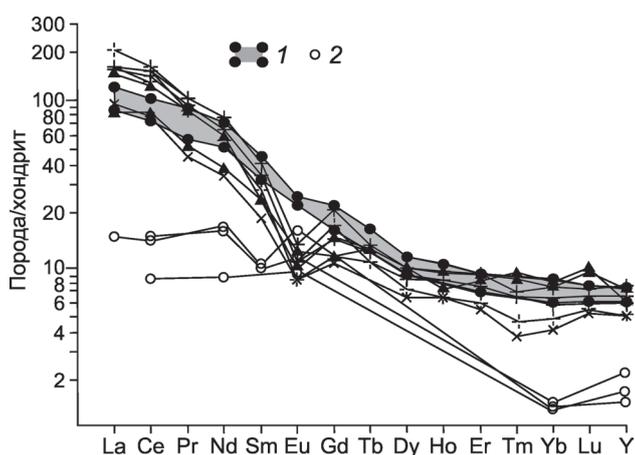


Рис. 4. Спайдер-диаграмма распределения редкоземельных элементов в породах Андриюшкинского месторождения:

1 – поля развития андезибазальтов шадаронской серии; 2 – рудоносные скарны; остальные усл. обозн. см. рис. 2

Таким образом, на основе вышеизложенного предполагается следующая последовательность процессов, приведших к формированию золотого оруденения:

- в ходе коллизионных и постколлизионных процессов по зонам глубинных нарушений мантийные флюиды взаимодействовали с коровым веществом. Магматический источник для интрузий амуджикано-шахтаминского комплекса, ФЭБ и эффузивов шадаронской серии был единый, соответствовал адakitам;
- в процессе мантийно-корового взаимодействия возникли магматические очаги, имеющие разные глубину и степень дифференциации. Происходило образование гранитоидов и пород гибридного состава – диоритовых порфиритов, лампрофиров;
- по зонам глубинных нарушений изливались эффузивы шадаронской серии;
- на заключительных стадиях дифференциации магматических очагов интрузий амуджикано-шахтаминского комплекса формировались рудоносные флюиды, служившие источниками золотого оруденения. Они были насыщены газом-жидкими образованиями, находящимися под высоким давлением. При нарушении сплошности пород под воздействием высокого давления происходило образование ФЭБ. В этот же период формировались рудоносные кварцево-жильные зоны и зоны рудоносных скарнов.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Абрамов Б.Н.* Гранитоиды мезозойских золоторудных месторождений Восточного Забайкалья: условия формирования, геохимические особенности // Руды и металлы. 2013. № 6. С. 48–54.
2. *Абрамов Б.Н.* Условия формирования и рудоносность флюидно-эксплозивных образований золоторудных месторождений Восточного Забайкалья // ДАН. 2011. Т. 440. № 1. С. 67–71.
3. *Винокуров С.Ф.* Европиевые аномалии в рудных месторождениях и их геохимическое значение // ДАН. 1996. Т. 346. С. 792–795.
4. *Генетические аспекты формирования магнетитовых и ильменитовых гранитов (на примере Сихотэ-Алиня) / Г.А.Валуй, В.Г.Моисеенко, А.А.Стрижкова и др. // ДАН. 2005. Т. 405. № 4. С. 507–510.*

5. *Геодинамика* западной части Монголо-Охотского пояса и тектоническая позиция рудных проявлений золота в Забайкалье / Ю.А.Зорин, В.Г.Беличенко, И.Г.Рутштейн и др. // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 11. С. 104–112.
6. *Ефремов С.В.* Раннепалеозойские адакиты Восточного Саяна, геохимические особенности и источники вещества // Геохимия. 2010. № 11. С. 1185–1201.
7. *Интерпретация* геохимических данных: Уч. пособие / Под ред. Е.В.Склярова. – М.: Интермет Инжиниринг, 2001.
8. *Шахтаминская* Мо-порфировая рудно-магматическая система (Восточное Забайкалье): возраст, источники, генетические особенности / А.П.Берзина, А.Н.Берзина, В.О.Гимон и др. // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 6. С. 764–786.
9. *Martin H.* Adakitic magmas: modern analogues of Archean granitoids // Lithos. 1999. Vol. 46. P. 411–429.
10. *Petrogenesis* of the largest intraplate volcanic field on the Arabian Plate (Jordan): A mixed lithosphere – asthenosphere source active by lithospheric extension / J.E.Shaw, J.A.Baker, M.A.Menzies et al. // J. Petrol. 2001. 44. (9). P. 1657–1679.

Абрамов Баир Намжилович,  
доктор геолого-минералогических наук  
b\_abramov@mail.ru

### ANDRYUSHKINSKOYE GOLD DEPOSIT: GEOCHEMICAL FEATURES OF ROCKS AND ORES, EASTERN TRANS-BAIKAL AREA

**B.N.Abramov**

*The main gold mineralization of this deposit is hosted by skarns in veinlet-disseminated zones within Archean metamorphic strata. Magmatic chambers of these intrusions were largely differentiated ( $Eu/Eu^*$  0,11–0,14) and formed at depth corresponding to the upper continental crust ( $Eu/Sm$  0,11–0,17). Quartz-tetradymite-bismuth association is productive for gold. The average Au grade in ores is 7,9 g/t. Intrusions of Amudzhikan-Shakhtamin complex, effusives of Shadaron series and gold mineralization were all generated from a single source similar to adacite magma.*

*Key words: Amudzhikan-Shakhtamin complex, skarns, gold, adacites.*

Журнал «Руды и металлы» приглашает к сотрудничеству представителей геологических, горно-геологических, горнодобывающих организаций и предприятий, отраслевых научно-исследовательских, академических и образовательных институтов

По вопросам размещения рекламы или издания целевого номера, посвящённого вашему предприятию, организации, её продукции и услугам обращаться по телефону 8 (495) 315-28-47 или электронной почте [rudandmet@tsnigri.ru](mailto:rudandmet@tsnigri.ru)  
Реклама по заказам отраслевых организаций и высших учебных заведений выполняется по льготным расценкам

## ТИПЫ РУД ЗОЛОТА И ОБСТАНОВКИ ИХ НАХОЖДЕНИЯ НА МЕСТОРОЖДЕНИЯХ НОВОГОДНЕНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ, ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ

А.В.Андреев,  
Р.Х.Мансуров

ФГУП Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов,  
г. Москва

*В пределах Новогодненского рудного поля выделено три основных структурно-вещественных типа золотых руд: золото-магнетит-сульфидный массивный, золото-сульфидный прожилково-вкрапленный штокверковый, золото-сульфидно-кварцевый жильно-прожилковый. Установленные типы руд – продукты последовательного развития единой долгоживущей рудообразующей магматогенно-гидротермальной системы, связанной с проявлением девонского интрузивного магматизма. Промышленно значимые объекты Новогодненского рудного поля (месторождения Новогоднее-Монто, Петропавловское) отличаются пространственным совмещением нескольких типов руд, что должно учитываться при предварительной оценке известных и новых рудопроявлений золота Ауэрбаховско-Новогодненского ВПП.*

*Ключевые слова: вулканоплутонический пояс, рудный узел, рудное поле, месторождение, типы руд, скарны, метасоматиты, самородное золото, магнетит, пирит, кобальтин, теллуриды, рудно-магматическая система.*

Новогодненское рудное поле с золоторудными месторождениями Новогоднее-Монто, Петропавловское и несколькими рудопроявлениями расположено в восточной части Тоупугол-Ханмейшорского рудного узла на севере полярноуральского сегмента Ауэрбаховско-Новогодненского вулканоплутонического пояса (ВПП) (рис. 1). По строению и условиям формирования данный сегмент ВПП близок среднеуральскому того же пояса, к которому приурочен Ауэрбаховский рудный район с Воронцовским золоторудным месторождением.

Поисковые и оценочные работы на золото в пределах рудного узла проводились в 1990–2000 гг. ОАО «Ямалзолото» [7, 8, 11], ОАО «Ямальская ГК», ОАО «ПУГПП» [3]. В изуче-

нии площади узла, месторождений и проявлений участвовали специалисты ФГУП ЦНИГРИ, в том числе авторы [1–3, 5, 6, 9], ООО «Ямалгео», ООО «НПО Геосфера» [13], ФГУП ИМГРЭ [11], УГГУ [4] и других организаций. Накопленный и обработанный в ходе проведенных исследований материал послужил основой для настоящей статьи.

Тоупугол-Ханмейшорский рудный узел (рис. 2) представляет собой крупную асимметричную вулканотектоническую депрессию, сложенную вулканогенно-осадочными породами, сформированную в кровле среднепалеозойского Собского полифазного батолитоподобного плутона в области пересечения долгоживущих региональных зон тектонических нарушений.

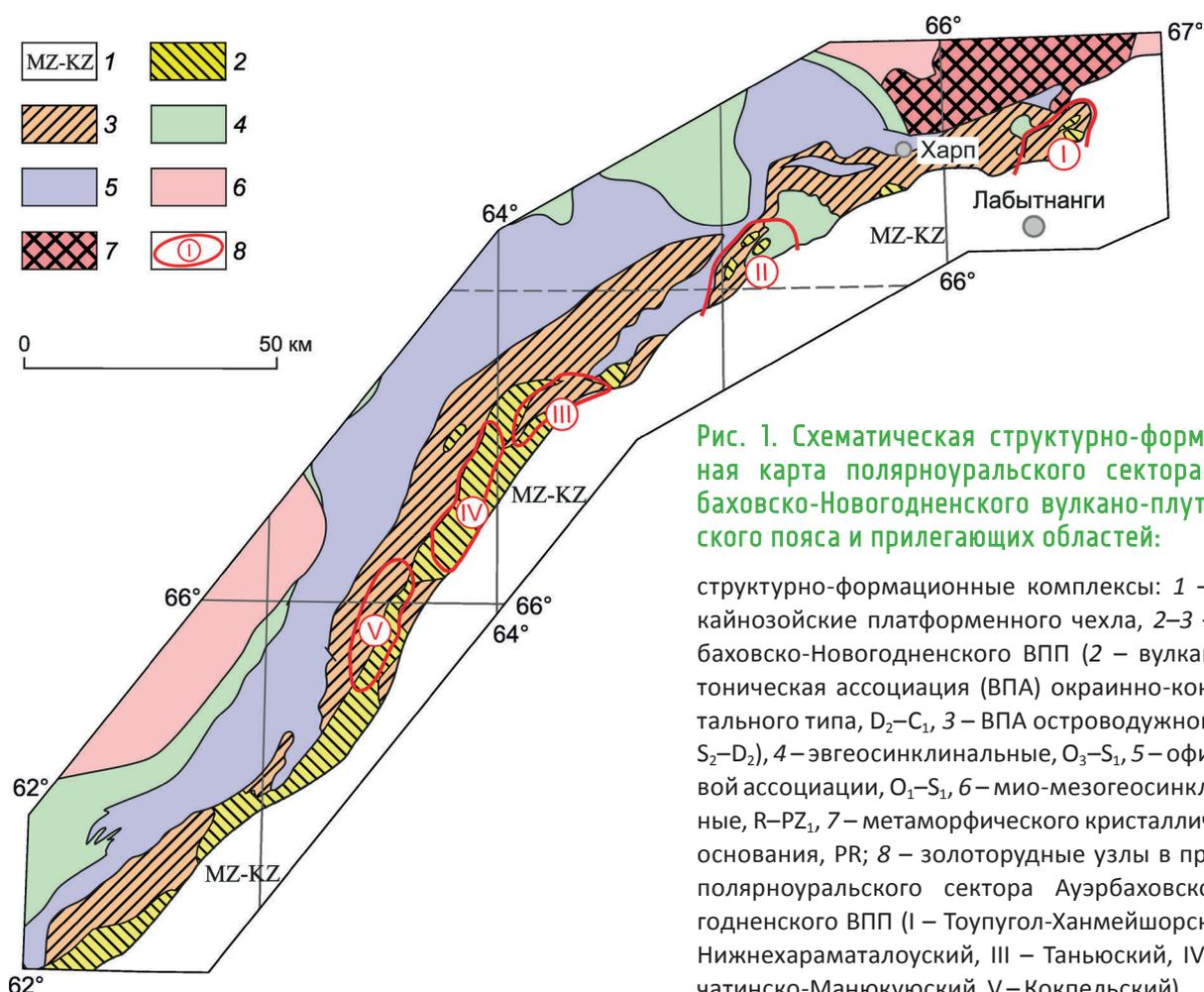


Рис. 1. Схематическая структурно-формационная карта полярноуральского сектора Ауэрбаховско-Новогоднененского вулканоплутонического пояса и прилегающих областей:

структурно-формационные комплексы: 1 – мезокайнозойские платформенного чехла, 2–3 – Ауэрбаховско-Новогоднененского ВПП (2 – вулканоплутоническая ассоциация (ВПА) окраинно-континентального типа,  $D_2-C_1$ , 3 – ВПА островодужного типа,  $S_2-D_2$ ), 4 – эвгеосинклинальные,  $O_3-S_1$ , 5 – офиолитовой ассоциации,  $O_1-S_1$ , 6 – мио-мезогеосинклинальные,  $R-PZ_1$ , 7 – метаморфического кристаллического основания, PR; 8 – золоторудные узлы в пределах полярноуральского сектора Ауэрбаховско-Новогоднененского ВПП (I – Тоупугол-Ханмейшорский, II – Нижнехараматалоуский, III – Таныюский, IV – Варчатинско-Манюкуюский, V – Кокпельский)

Рудное поле (рис. 3) отвечает локальному плутоногенному блоковому тектоническому поднятию, локализованному в области пересечения зон разрывов субмеридионального и субширотного простирания, являющихся также и ограничителями поля. Этими же системами нарушений контролируется позиция золоторудных месторождений Новогоднее-Монто, Петропавловское и менее изученных рудопоявлений (Караченцева, Западное, Карьерное). В строении рудного поля участвуют терригенно-вулканогенно-карбонатные образования, среди которых эрозией вскрыты апикальные части интрузивных массивов и многочисленные разновозрастные дайки «пёстрого» состава. В сходной позиции в западной части рудного узла выделяется Ханмейшорское рудное поле с несколькими недостаточно изученными золотыми рудопоявлениями (Аномальное, Ханмейшорское, Тоупугольское) (см. рис. 2).

Стратифицированные образования рудного поля представлены двумя толщами: рудовмещающая тоупугольская ( $S_2-D_1$ ) – сложена лавами базальтовых и андезибазальтовых порфиритов, их туфами и субвулканическими фациями, в подчинённом количестве – полимиктовыми вулканогенно-осадочными породами, вмещает массивы и линзы рифогенных известняков; перекрывающая тоупугол-егартская ( $D_2$ ) – включает рифовые известняки в низах разреза и терригенные пестроцветные отложения в верхах. Многочисленные интрузивные тела, проявленные на рудном поле, объединены в три интрузивных комплекса. Авторами используется следующее их разделение.

Собский габбро-кварцеводиорит-тоналитовый комплекс ( $D_{1-2}$ ) представлен «Новогодненским выступом» кровли Собского плутона, сложенным натровыми гранитоидами умереннокислого состава – роговообманковые диориты,

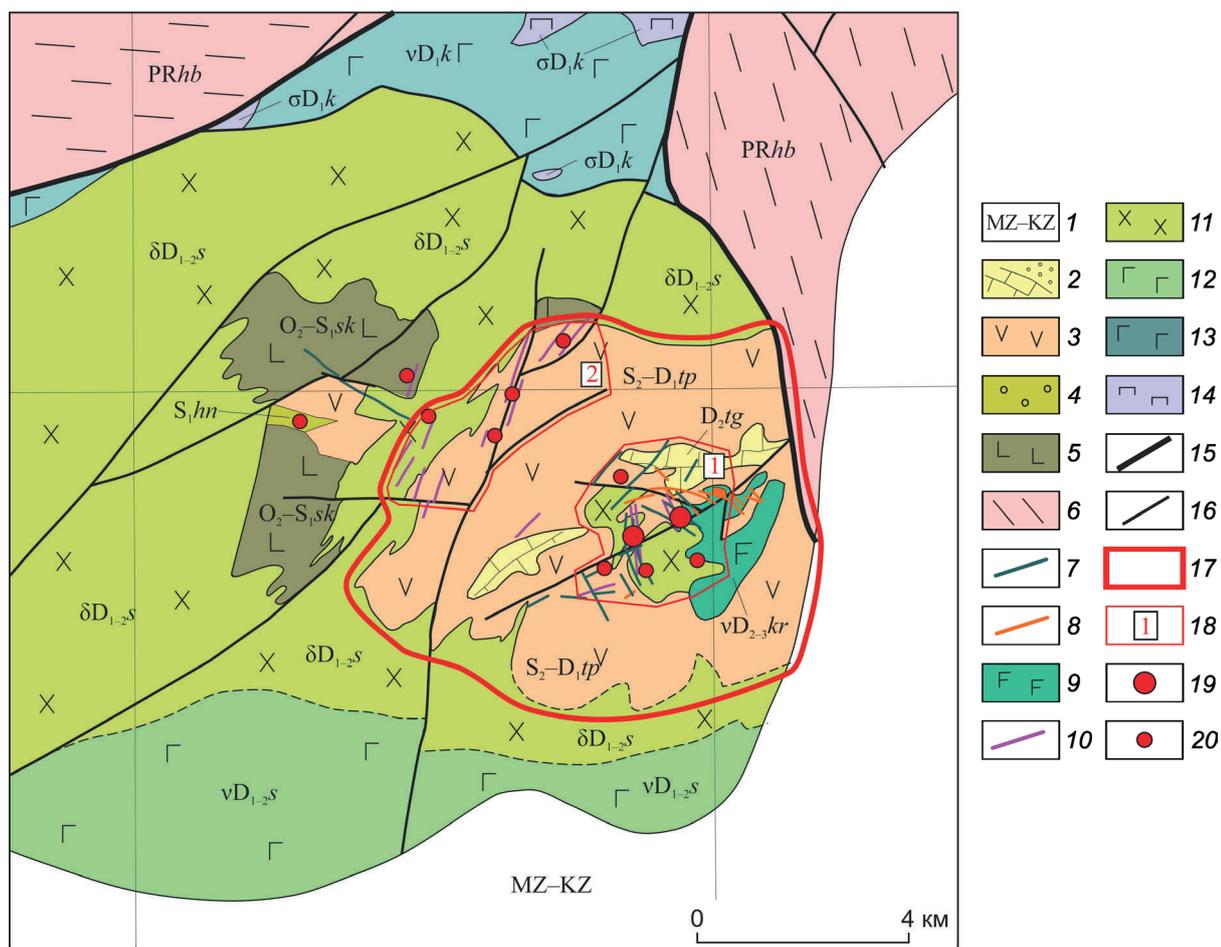
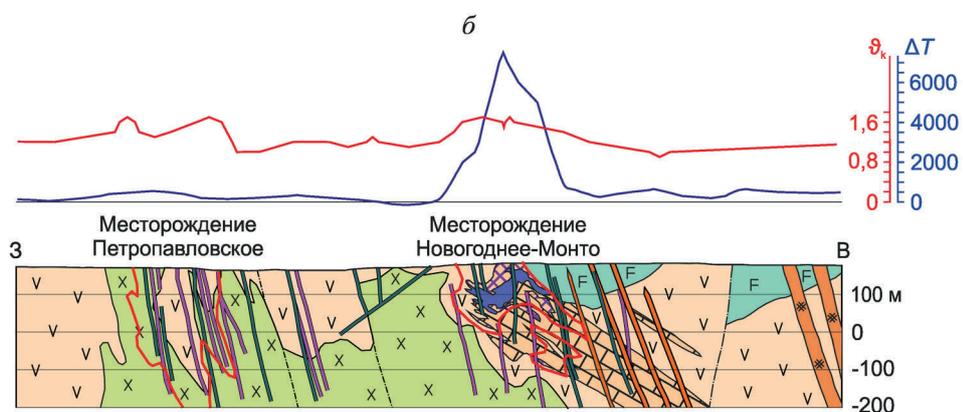
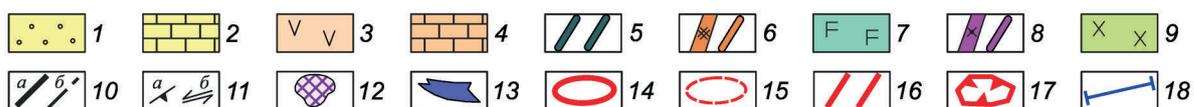
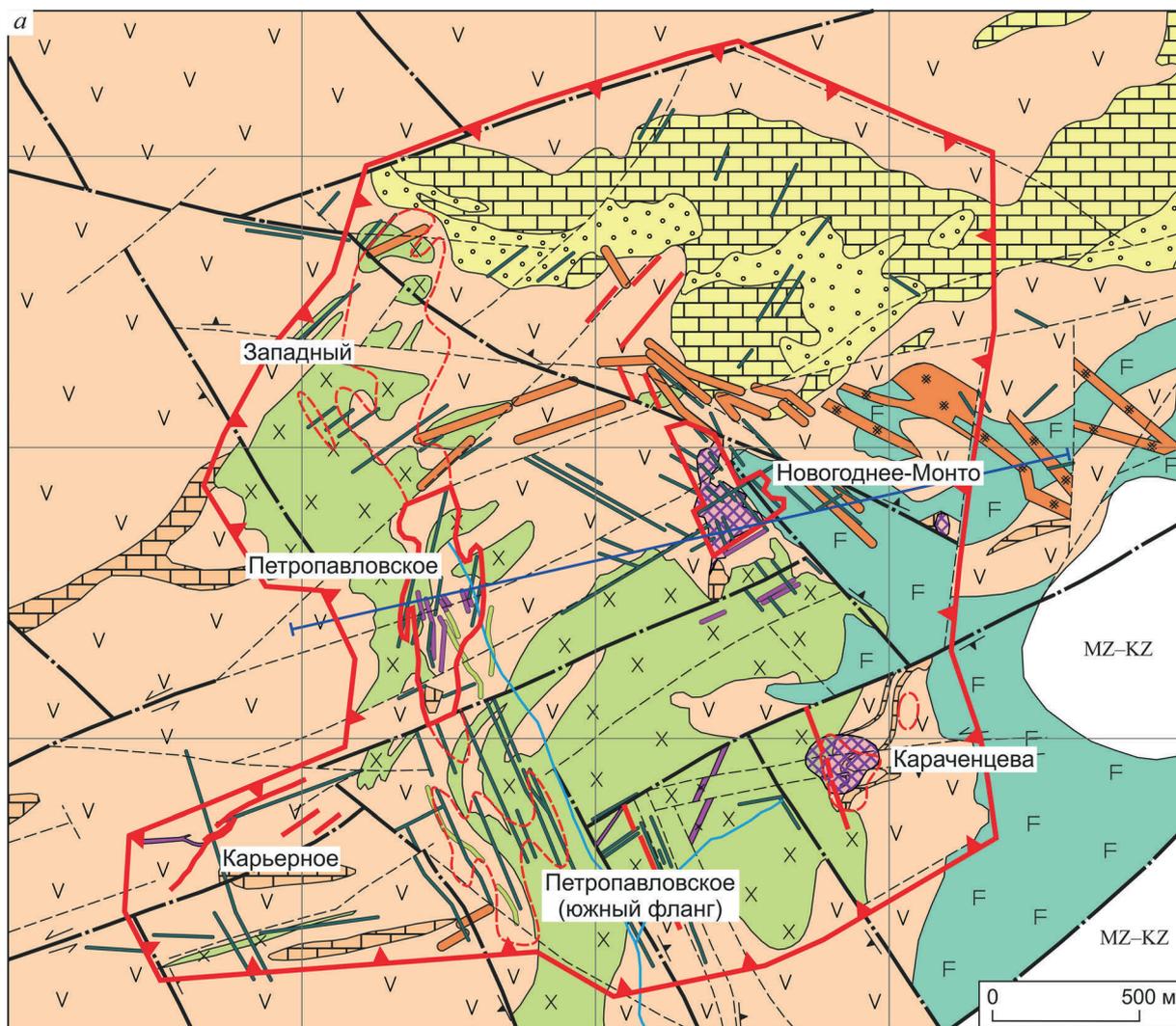


Рис. 2. Схематическая геологическая карта Тоупугол-Ханмейшорского рудного узла и его обрамления (по материалам ГДП-200, А.П.Прямоусов и др., 2004 г.):

1 – мезозойские и кайнозойские образования нерасчленённые (MZ-KZ); 2 – тоупугол-егартская толща,  $D_2tg$ : известняки рифогенные, конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты; 3 – тоупугольская толща,  $S_2-D_1tp$ : лавы и туфы базальтовых, андезибазальтовых порфиров, конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты, массивы и линзы известняков; 4 – ханмейшорская толща,  $S_1hn$ : флишоидное переслаивание конгломератов, гравелитов, песчаников, алевролитов; 5 – соколинская толща,  $O_2-S_1sk$ : лавы базальтов толеитовых, шаровые лавы, прослои песчаников; 6 – харбейский метаморфический комплекс, PRhb: амфиболиты, гнейсы, кристаллосланцы; 7 – малоханмейский габбродолеритовый комплекс,  $D_3-T?mh$ : дайки долеритов, долерит-порфиров, лампрофиров; конгорский габбро-монцодиоритовый комплекс,  $D_{2-3}kr$ ; 8 – монцодиорит-, кварцевые монцодиорит-порфиры, кварцевые монцониты и монцодиориты, 9 – габбродолериты порфиroidные (v); собский габбро-кварцеводиорит-тоналитовый комплекс,  $D_{1-2}s$ ; 10 – диорит-, кварцевые диорит-порфиры, тоналит-, плагиогранит-порфиры, 11 – диориты, кварцевые диориты, тоналиты, плагиограниты ( $\delta$ ), 12 – габбро, габбродиориты (v); кэршорский комплекс дунит-верлит-клинопироксенит-габбровый,  $D_1k$ ; 13 – габбро (v), 14 – дуниты, верлиты, пироксениты ( $\sigma$ ); 15 – разрывные нарушения зоны Главного Уральского глубинного разлома; 16 – второстепенные разрывные нарушения; 17 – контур Тоупугол-Ханмейшорского рудного узла; 18 – контур рудных полей (1 – Новогодненское, 2 – Ханмейшорское); 19 – золоторудные месторождения Новогоднее-Монто, Петропавловское; 20 – проявления и пункты минерализации золота



тоналиты, плагиогранодиориты; поздние фазы представлены дайками диорит- и кварцевых диорит-порфиридов, тоналит- и плагиогранит-порфиридов. Породы характеризуются высокими содержаниями глинозёма (16–17%), CaO (6%) и низким K<sub>2</sub>O (0,9–1,3%). Возраст комплекса 400–408 млн лет [12]. Этот комплекс и тоупугольская свита рассматриваются нами в составе вулканоплутонической ассоциации островодужного типа.

*Конгорский габбро-монцодиорит-порфириновый комплекс (D<sub>2-3</sub>)* в пределах рудного поля представлен малыми интрузиями и дайками умереннощелочного петрохимического типа гипабиссального облика. К ранней фазе нами относятся порфиридные габбро, к поздней – дайки и небольшие штокообразные тела монцонит- и монцодиорит-порфиридов. В составе пород комплекса возрастает доля K<sub>2</sub>O (до 1,5% в габбро и 3,0–3,5% в монцодиоритах) при относительно низком (14–15%) содержании глинозёма. Возраст монцодиоритовых порфиридов 382±11 млн лет (А.Г.Волчков и др., 2009 г.).

*Малоханмейский габбродолеритовый комплекс субвулканических тел (D<sub>3</sub>-T?)* объединяет мелкие тела и дайки габбродолеритов, долеритов и лампрофиридов. Они являются наиболее поздними, широко распространены в рудном поле и прорывают все стратифицированные и интрузивные образования. По данным разных авторов возраст даек колеблется от позднего девона до триаса.

В пределах рудного поля сформировался полифазный, полифациальный комплекс метасоматических изменений, включающий продукты пропилитизации, инфильтрационного скарнообразования и хлорит-карбонат-серицит-кварцевых (филлизитовых) метасоматитов. Со всеми этими типами преобразований сопряжена золоторудная сульфидная минерализация. Вместе с тем, масштабы распространения, интенсивность проявления и степень золотоносности метасоматитов заметно отличаются на разных объектах рудного поля. Это обстоятельство, в первую очередь, обусловлено особенностями геологического строения конкретных рудопоявлений, что можно проиллюстрировать на примере месторождений Новогоднее-Монто и Петропавловское.

**Месторождение Новогоднее-Монто** (рис. 4) расположено в восточной части рудного поля, где развиты гранитоиды собского, габбро и монцодиориты конгорского комплексов, разновозрастные дайки «пёстрого» состава. Вмещающие вулканогенно-осадочные породы тоупугольской толщи с мощными линзами известняков монотонально падают в юго-восточных румбах. Основные промышленные руды месторождения – залежи скарновых золото-сульфидно-магнетитовых руд, локализованы в эндоконтактной и надынтрузивной зонах гранитоидов. Они контролируются контактами линз известняков с вулканогенно-осадочными породами, зонами их фациальных переходов, участками, ос-

**Рис. 3. Схематическая геологическая карта (а) и геолого-геофизический разрез (б), Новогодненское рудное поле (по А.Г.Волчкову и др., 2009 г., с изменениями и дополнениями):**

тоупугол-егартская толща, D<sub>2</sub>: 1 – алевролиты, аргиллиты, песчаники, 2 – известняки; тоупугольская толща, S<sub>2</sub>-D<sub>1</sub>: 3 – вулканогенно-осадочные и вулканогенные породы базальтового, андезибазальтового составов, 4 – мраморизованные известняки; 5 – малоханмейский интрузивный комплекс: дайки долеритов, лампрофиридов, D<sub>3</sub>-T?; конгорский интрузивный комплекс, D<sub>2-3</sub>: 6 – монцодиорит-, кварцевые монцодиорит-порфириды, 7 – габбро порфиридные; собский интрузивный комплекс, D<sub>1-2</sub>: 8 – диорит-, кварцевые диорит-порфириды, тоналит-, плагиогранит-порфиры, 9 – диориты, кварцевые диориты, тоналиты; 10 – разрывные нарушения (а – главные, б – второстепенные); 11 – предполагаемые направления смещения по разрывным нарушениям (а – вертикальные, б – горизонтальные); 12 – скарны (проекция на поверхность); 13 – магнетитовые тела; 14 – контуры минерализованных золоторудных зон месторождений Новогоднее-Монто (золото-сульфидно-магнетитовый скарновый, золото-сульфидно-кварцевый жильно-прожилковый типы руд) и Петропавловское (золото-сульфидный прожилково-вкрапленный, золото-сульфидно-кварцевый жильно-прожилковый типы руд); 15 – ореолы золоторудной минерализации, в том числе с совмещением в пространстве нескольких типов руд, оконтуренные по буровым скважинам с интервалами содержаний Au >1 г/т; 16 – отдельные вскрытые скважинами и горными выработками линейные зоны с золото-сульфидно-кварцевым жильно-прожилковым типом руд; 17 – контур Новогодненского рудного поля; 18 – линия разреза

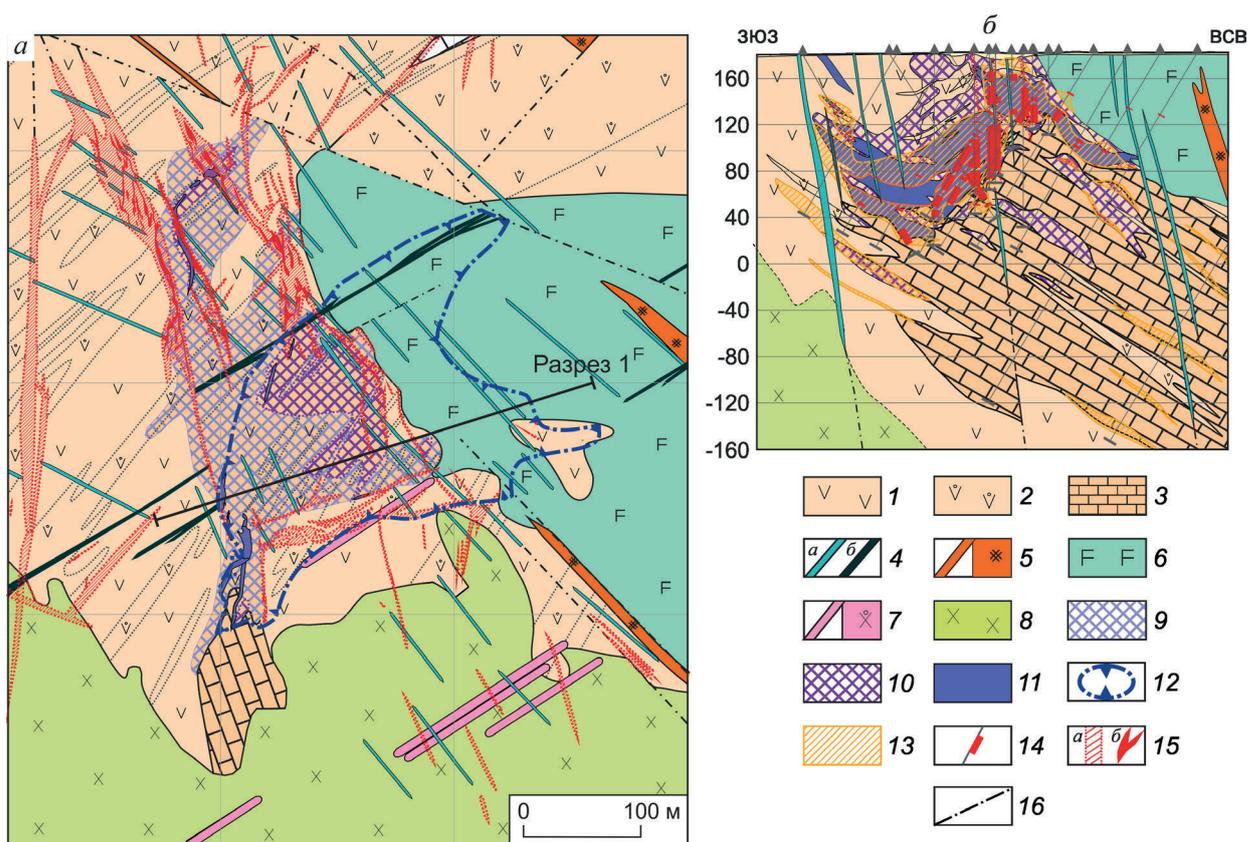


Рис. 4. Схематические геологические карта (а) и разрез по линии 1 (б), месторождение Новогоднее-Монто (составлены по данным оценочных работ ОАО «Ямалзолото», материалам А.Г.Волчкова, 2001 г., 2009 г., Е.В.Черняева, 2005 г.):

тоупугольская толща,  $S_2-D_1$ : 1 – вулканогенно-осадочные и вулканогенные породы базальтового, андезибазальтового составов, нерасчленённые, 2 – лавы андезибазальтовых порфиров, 3 – известняки мраморизованные; 4 – малоханмейский интрузивный комплекс (а – дайки долеритов, б – лампрофиров),  $D_3-T?$ ; конгорский интрузивный комплекс,  $D_{2-3}$ : 5 – монцодиорит-, кварцевые монцодиорит-порфиры, б – габбро порфириформные; собский интрузивный комплекс,  $D_{1-2}$ : 7 – диорит-, кварцевые диорит-порфиры, тоналит-порфиры, 8 – диориты, кварцевые диориты, тоналиты; 9 – ореол скарнированных пород; 10 – гранат-пироксеновые скарны; 11 – магнетитовые тела; 12 – проекция на поверхность основной рудовмещающей магнетитовой залежи; 13 – ореолы минерализации золото-сульфидно-магнетитового типа по содержанию Au 0,1 г/т; 14 – интервалы по буровым скважинам с содержаниями Au >1 г/т; 15 – зоны хлорит-серицит-кварцевых метасоматитов (филлизитов) (а), зоны промышленной минерализации золото-сульфидно-кварцевого типа (б); 16 – основные разрывные нарушения

ложнёнными субмеридиональной кулисно построенной зоной разрывов и флексурными перегибами. Эта же тектоническая зона определяет положение другого типа золотого оруденения месторождения – золото-сульфидно-кварцевых жильно-прожилковых зон.

**Месторождение Петропавловское** (рис. 5) находится в эндо-эзоконтактовой зоне выступа гранитоидов собского комплекса в западной части рудного поля. Оно приурочено к субме-

ридиональной тектонической зоне, сложенной интенсивно дислоцированными вулканогенно-осадочными породами (при практически полном отсутствии в разрезе известняков), инъецированными многочисленными дайками диорит- и кварцевых диорит-порфиров, поздними долеритами. Тектоническая зона состоит из многочисленных кулис расланцевания и трещиноватости, контролирующих развитие метасоматитов хлорит-альбитового типа с золоторудной

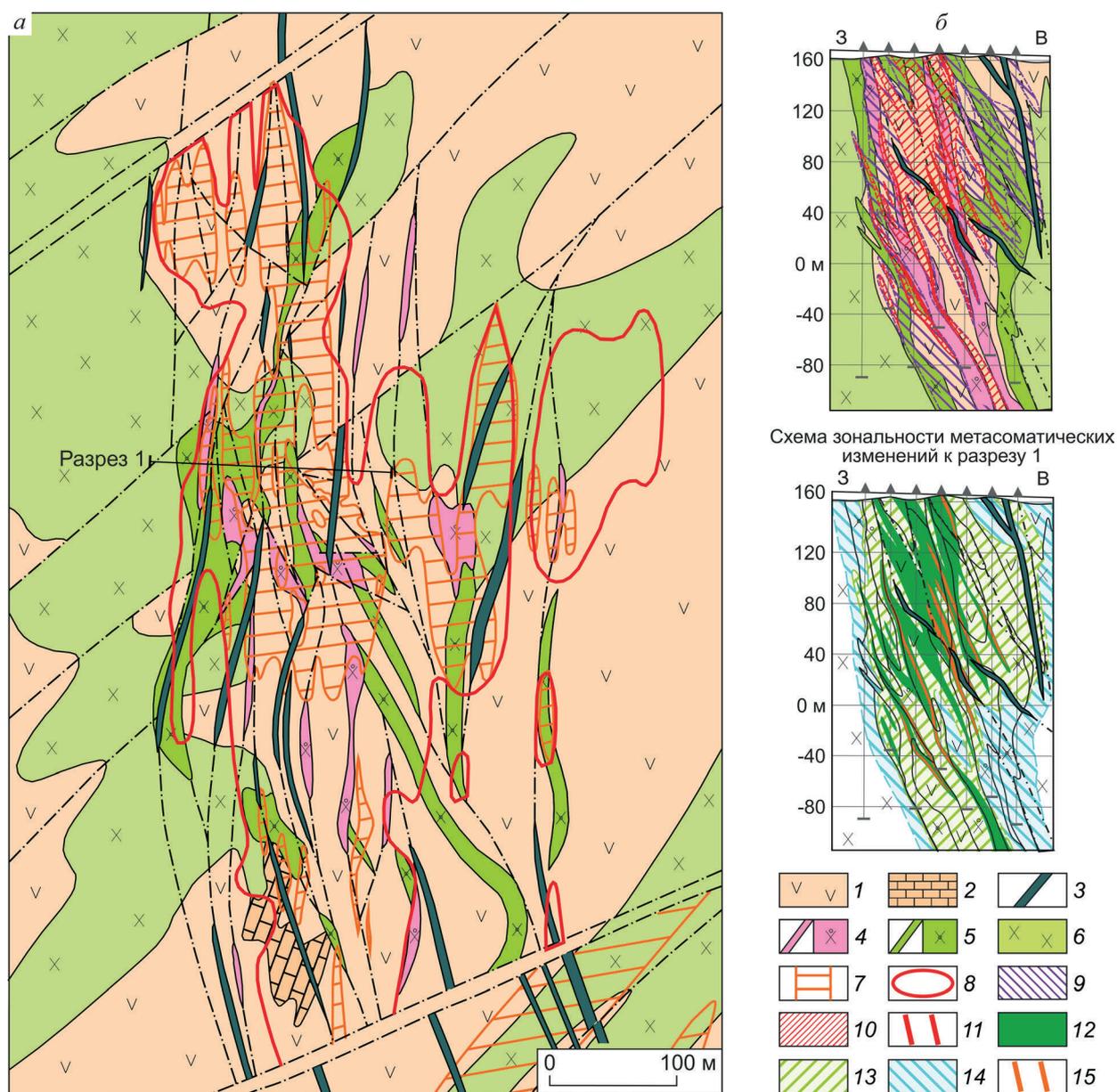


Рис. 5. Схематические геологические карта (а) и разрез по линии 1 (б), месторождение Петропавловское (составлены по данным оценочных работ ОАО «Ямалзолото», материалам А.Г.Волчкова, 2009 г., Р.Х.Мансурова, 2013 г.):

тоупугольская толща,  $S_2-D_1$ : 1 – вулканогенно-осадочные и вулканогенные породы базальтового, андезитобазальтового составов, нерасчленённые, 2 – известняки мраморизованные; 3 – малоханмейский интрузивный комплекс (дайки долеритов,  $D_3-T?$ ); собский интрузивный комплекс,  $D_{1-2}$ : 4 – диорит-, кварцевые диорит-порфиры, тоналит-порфиры, 5 – порфиroidные диориты, кварцевые диориты, 6 – диориты, кварцевые диориты, тоналиты; 7 – метасоматические зоны хлорит-альбитовых и серицит-кварцевых метасоматитов (совмещённые); 8 – проекция на поверхность ореола золотоносной минерализации золото-сульфидного и золото-сульфидно-кварцевого типов (совмещённые); 9 – минерализованная зона с бортовым содержанием Au 0,3 г/т; 10 – рудные тела с бортовым содержанием Au 1 г/т; 11 – стержневые жильно-прожилковые тела с содержанием Au >1 г/т; метасоматическая зональность: 12 – эпидот-карбонат-хлоритовые, 13 – хлорит-альбитовые, 14 – альбитовые («пирит-альбитовые») метасоматиты; 15 – стержневые части зон серицит-кварцевых метасоматитов; остальные усл. обозн. см. рис. 4

пиритовой прожилково-вкрапленной (штокверковой) минерализацией и совмещённых с ними зон золото-сульфидно-кварцевой жильно-прожилковой минерализации, аналогичных таковым на месторождении Новогоднее-Монто.

По структурно-морфологическим особенностям локализации и минералого-геохимическим характеристикам на рудном поле выделяются три основных типа золотоносных образований (структурно-вещественные типы руд), определяющих промышленную значимость месторождений Новогоднее-Монто и Петропавловское:

- золото-магнетит-сульфидный типа залежей;
- золото-сульфидный прожилково-вкрапленный штокверковый;
- золото-сульфидно-кварцевый жильно-прожилковый типа минерализованных зон [3, 6, 9 и др.].

Другие прогнозируемые ранее типы руд [3, 6] не получили подтверждения своей значимости при поисково-оценочных работах.

*Руды золото-магнетит-сульфидного типа* приурочены к скарновым и скарново-магнетитовым залежам в приконтактовой надынтрузивной зоне массива собского комплекса и сопровождающих его дайковых тел. Данный тип руд наиболее широко проявлен на месторождении Новогоднее-Монто, где является определяющим для промышленной значимости объекта (80% запасов золота месторождения, по данным ОАО «Ямалзолото»).

Тела инфильтрационных скарнов месторождения Новогоднее-Монто сформированы на нескольких горизонтах по туфогенно-осадочным породам тоупугольской толщи на контакте с крупным рифовым массивом и линзами известняков (см. рис. 4). Мощность отдельных линз и слоёв скарнов колеблется от первых до десятков метров; имеют в плане неправильные очертания, в разрезе – линзовидную и лентовидную формы. Скарны достаточно однородного и выдержанного состава, представлены пироксен-гранатовыми и пироксен-гранат-эпидотовыми разностями. Общий ореол скарнирования на месторождении составляет ~300x400 м в плане.

Завершается формирование скарнов магнетитовой минерализацией. В результате образуются массивные и шлировые магнетитовые тела с вкрапленностью пирита, алюмосиликатов, кальцита, рудных минералов. Мощность скарново-магнетитовых тел первые – десятки (30–

40) метров, протяженность десятки – сотни метров.

С магнетитовыми телами тесно сопряжены участки развития золото-сульфидной минерализации. На основе опробования выделено несколько промышленных рудных тел, залегающих субсогласно весьма сложным контактам карбонатных и алюмосиликатных вулканогенных пород на нескольких сближенных стратиграфических уровнях. Золоторудные тела имеют неправильную форму гнёзд, линз и пластов мощностью от десятков сантиметров до первых метров, а контуры их совпадают с участками повышенной сульфидизации магнетитовых и скарновых тел. Основные рудные тела расположены в центральной и южной частях месторождения на глубинах 60–150 м и приурочены к не выходящей на поверхность субпластовой залежи Магнетитовая, залегающей в кровле массива известняков (см. рис. 4). Залежь представляет собой сложно построенное тело прокварцованных, сульфидизированных сплошных и шлировидных магнетитовых руд. Её размеры в плане составляют (100–350)x(250–280) м. Менее мощные рудные залежи образуют субпластовые и линзовидные тела в вулканогенно-осадочных породах, подстилающих массив известняков, и на контактах с небольшими карбонатными линзами.

Руды характеризуются массивной, брекчиевидной, полосчато-пятнистой и пятнисто-вкрапленной текстурами. Главные рудные минералы – магнетит, пирит, в том числе мышьяковистый и кобальтоносный, кобальтин, халькопирит. Значительно реже встречаются гематит, пирротин, арсенопирит, сфалерит, марказит. Содержания сульфидов в рудах варьируют от 5–10 до 80–90%. Содержания Au в рудных телах до 18 г/т.

Золото в рудах представлено самородной формой, наиболее часто отмечается в кобальтине и пирите, относительно реже в магнетите, пирротине, хлорите, кварце и совсем редко в халькопирите (рис. 6). По химическому составу выделяется самородное золото двух разновидностей – относительно низкопробное (760–880‰) и высокопробное (900–990‰). Низкопробное, как правило, тесно ассоциирует с халькопиритом и пиритом, откладывается в жильных минералах (кварц, альбит, хлорит). Высокопробное чаще всего отмечается в кобальтине, магнетите (наиболее золотоносен кобальтин) [5].

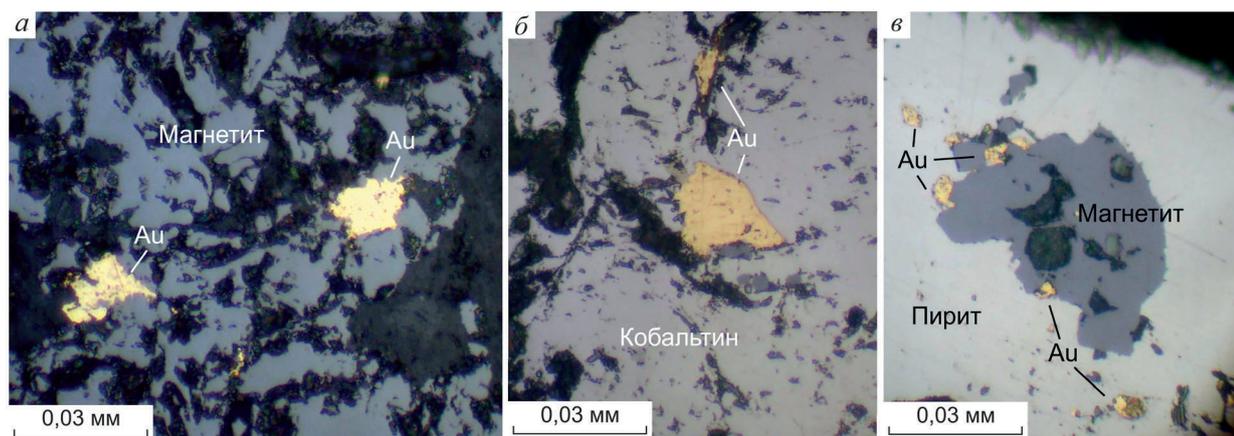


Рис. 6. Самородное золото в сульфидно-магнетитовых скарновых рудах месторождения Новогоднее-Монто (фото С.Г.Кряжева):

в ассоциации с магнетитом (а), с кобальтином (б), с кобальтоносным пиритом и магнетитом (в)

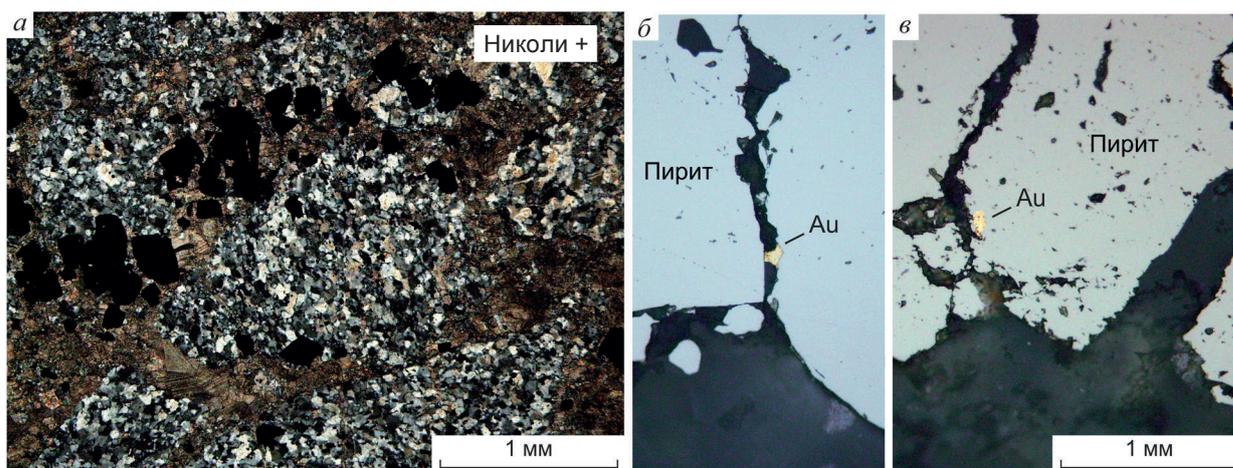
Физико-химическими исследованиями установлено, что главная причина оруденения скарнов – повышение кислотности магматогенных растворов на фоне падения температур от 600–450°C (температуры образования скарнов) до 350°C (температура образования руды). Это приводит к замещению скарновых минералов рудными окислами (магнетитом) и затем сульфидами с золотом. Изотопные исследования показали мантийное происхождение серы и положительные значения  $\delta^{34}\text{S}$  золотоносных сульфидов.

На Петропавловском месторождении скарновый процесс проявлен незначительно ввиду крайне ограниченного распространения карбонатных пород. Минерализация в них убогая, вместе с тем, отмечается тенденция увеличения количества магнетита и золотосодержащего кобальтоносного пирита вблизи контактов интрузивных тел диоритов. Доля этих руд в балансе Петропавловского месторождения ничтожна.

*Руды золото-сульфидного прожилково-вкрапленного (штокверкового) типа* локализованы в хлорит-альбитовых метасоматитах, образованных по вулканогенным и интрузивным породам. Они формируют сближенные зоны неправильной формы, подчиненные экзоконтактам диоритового массива, его апофиз и субвертикальных даек порфировидных диоритов и кварцевых диорит-порфиров. Данный тип руд наиболее проявлен на месторождении Петропавловское.

Ореол распространения метасоматитов хлорит-альбитового и альбитового составов практически соответствует площади Петропавловского месторождения. Они развиты в полосе шириной от 40–50 до 150–200 м, протяженностью 650–700 м в приконтактной области диоритового массива собского комплекса с вулканогенно-осадочными породами тоупугольской толщи (см. рис. 5). Приконтактная часть массива интенсивно тектонизирована, включает многочисленные апофизы диоритового массива и дайки диорит- и кварцевых диорит-порфиров. Метасоматиты образуют линзовидные и овальные пятна шириной до первых десятков метров при протяженности десятки – сотни метров, тяготеющие к контактам апофиз и порфировых даек. Их ориентировка подчинена основным крутопадающим разрывным нарушениям. Альбитизации подверглись все интрузивные и вулканогенные породы месторождения, при этом по интрузивным породам образуются существенно альбитовые разности, по вулканогенным – хлорит-альбитовые.

Золото-сульфидная прожилково-вкрапленная (штокверковая) минерализация тесно сопряжена с хлорит-альбитовыми изменениями, и область её распространения в целом повторяет морфологию тел этих метасоматитов. Таким образом, золоторудная минерализованная зона шириной 50–200 м, протяженностью 650–700 м представляет собой серию слившихся кулис,



**Рис. 7. Самородное золото в сульфидных прожилково-вкрапленных рудах месторождения Петропавловское (фото С.Г.Кряжева):**

*а* – золотосный пирит-альбитовый метасоматит (николи скрещены); *б, в* – золото в ассоциации с пиритом в пирит-альбитовых метасоматитах

имеет линзовидную в поперечном сечении форму, облекая тела диоритов и порфиритов и проникая в последние на расстояние, как правило, не более первых метров.

Границы рудных тел устанавливаются по данным опробования. Основные промышленные тела тяготеют к центральной (осевой) части минерализованной зоны. Их мощность достигает первых десятков метров, протяжённость по падению – от первых десятков до первых сотен метров. Разобщённые рудные тела образуют «ядро» суммарной мощностью до 100 м, протяжённостью по падению 100–130 м и более. Падение золоторудных тел аналогично падению контактов интрузивных тел (50–70° на восток).

Главный минерал руд и основной носитель золота – пирит. Он образует прожилково-вкрапленную, прожилковую (иногда совместно с жильными минералами – хлоритом, альбитом, кварцем) минерализацию, крупноблочные выделения и неравномерно рассеянную вкрапленность в хлорит-альбитовых и альбитовых метасоматитах. Содержания пирита изменяются от первых до 15–20%, реже до 50%, в среднем составляя 5–10%. Помимо пирита, среди рудных минералов в метасоматитах присутствуют магнетит (~1%), реже отмечаются халькопирит, пирротин.

Золото в пирите самородное, присутствует главным образом в форме субмикроскопиче-

ских выделений в количестве от 5 до 50 г/т, в среднем ~30 г/т. Видимое микроскопически золото наблюдается крайне редко и приурочено к глубоким горизонтам разреза (рис. 7). Пробность золота по данным рентгеноспектрального микроанализа 836–870%.

Степень золотосности руд определяется количеством пирита, которое, в свою очередь, зависит от состава метасоматитов: чем более альбитизированы породы и чем меньше в них хлорита, тем интенсивнее прожилково-вкрапленная пиритовая минерализация [9]. Наиболее золотосны так называемые пирит-альбитовые метасоматиты с долей пирита до 25–35% и более, содержащие >2–3 г/т Au. В хлорит-альбитовых разностях концентрация Au составляет 0,3–1 г/т.

Как показало исследование вторичных газожидких включений – руды образовались из хлоридных растворов с температурой ~380°C, что близко к условиям образования золото-сульфидно-магнетитовых скарновых руд. По изотопному составу серы сульфидная минерализация хлорит-альбитовых метасоматитов Петропавловского месторождения также близка сульфидам скарновых руд месторождения Новогоднее-Монто. Кроме того, золотосный пирит хлорит-альбитовых метасоматитов содержит изоморфную примесь кобальта, что тоже сближает его с золотосным пиритом скарновых руд.

Близкие геологические позиции оруденения золото-сульфидно-магнетитового скарнового типа и золото-сульфидного в хлорит-альбитовых метасоматитах месторождений Новогоднее-Монто и Петропавловское, температуры образования, состав минерализации и характеристики золота, по мнению авторов и ряда специалистов ЦНИГРИ, могут свидетельствовать о том, что эти типы руд – образования единого этапа развития рудно-магматической системы Новогодненского рудного поля.

На месторождении Новогоднее-Монто хлорит-альбитовые метасоматиты и ассоциирующая с ними золотоносная минерализация распространены ограниченно и не участвуют в формировании рудных тел.

*Руды золото-сульфидно-кварцевого жильно-прожилкового типа* образуют малосульфидные кварцевые и кварц-карбонатные прожилки, линзовидные и жильные тела кварца в осевых частях субвертикальных маломощных (до нескольких метров) зон хлорит-карбонат-кварц-серицитовых метасоматитов переменного состава (филлизитов). Данный тип руд проявлен на месторождениях Новогоднее-Монто и Петропавловское.

Рудовмещающие филлизитовые метасоматиты относятся к наиболее поздним гидротермально-метасоматическим преобразованиям. Они накладываются на все предшествующие типы изменённых пород по системам разрывных нарушений различных направлений. Мощность зон филлизитов колеблется от первых до десятков сантиметров при суммарной мощности на участках интенсивной трещиноватости до первых десятков метров, а протяжённость – от первых десятков до сотен метров.

На месторождении Новогоднее-Монто линейные зоны филлизитов локализованы в полосе шириной до 180 м, которая прослежена на 1 км в северо-северо-западном направлении (см. рис. 4). Зоны контролируются крутопадающими кулисно построенными системами трещин, сопровождающимися оперениями, отходящими от основных зон под углами 10–20° в плане. Мощность тел филлизитов варьирует от 1 до 10 м, протяжённость по простиранию 100–600 м, прослежены по падению на глубину >250 м. Наиболее значимые зоны расположены в северной части месторождения, где скарновые и скарно-магнетитовые залежи выклиниваются.

На месторождении Петропавловское зоны филлизитов приурочены, как правило, к зонам развития хлорит-альбитовых и альбитовых метасоматитов. Обилие крутопадающих нарушений на месторождении обуславливает высокую интенсивность филлизитовых преобразований. Мощность отдельных зон изменений варьирует в очень широких пределах, от первых сантиметров до первых десятков метров, а общая ширина ореола изменений этого типа оценивается по разведочным материалам в 350–400 м, протяжённость на поверхности не менее 700–800 м, глубина до 300 м и более.

Минеральный состав и детали зональности зон филлизитов определяются составом исходных пород. Наиболее значительной переработке подвергаются пирокластические породы, наименее – интрузивные. В строении зон филлизитов выделяются, иногда отчётливо, внутренняя кварцево-слюдистая или существенно кварцевая зона, промежуточная – кварцево-слюдисто-карбонатная и внешняя – существенно хлоритовая. Помимо основных минералов филлизитов, в их составе встречается альбит, в тектонической глинке появляются смектиты и цеолиты, в некоторых пробах установлен пиррофиллит.

Соотношение кварца и серицита филлизитовых метасоматитов несколько отличается по объектам. На месторождении Петропавловское весьма широко распространены так называемые кварцевые брекчии – участки окварцевания с обломками в разной степени изменённых пород вплоть до их полного окварцевания, и в целом доля кварца в составе зон филлизитов на месторождении Петропавловское больше (до 75%, в том числе жильный 40%), чем на Новогоднем-Монто, а серицита меньше.

Жильная минерализация филлизитов на месторождениях представлена прожилками, линзами и жилами кварцевого, карбонат-(серицит)-кварцевого составов, которые тяготеют к осевым частям метасоматических зон. Мощность отдельных жил и жильно-прожилковых зон колеблется от первых до десятков сантиметров – первых метров при протяжённости от первых до десятков (реже сотен) метров. Максимальная длина золоторудных зон на месторождении Новогоднее-Монто достигает 400 м (зона Разведочная), при этом длина промышленных рудных тел в них 50–150 м по простиранию при мощности 1,3–2,0 м (до 8–10 м в раздувах).

Наиболее богатые руды отмечаются во внутренних частях тел филлизитов (в кварцевой или кварц-серицитовой зоне). Средние содержания Au в филлизитах месторождения Новогоднее-Монто 2,5–3,7 г/т для рудных тел, выделенных по бортовому содержанию Au 1 г/т, месторождения Петропавловское – 1,0–1,5 г/т.

Сульфидная минерализация составляет в минерализованных зонах не более 10%; на месторождении Петропавловское её количество редко превышает 1–1,5%. Главный рудный минерал – пирит, который приурочен к микротрещинкам в жильном кварце, а также наблюдается в нём в виде гнезд, цепочек, прожилков. Для месторождения Петропавловское также характерен халькопирит. Редкий, но достаточно типичный для этих руд минерал – галенит. Встречаются сфалерит, гематит, арсенопирит.

Самородное золото рассматриваемого типа руд (рис. 8) в виде мельчайших частиц локализовано в пирите, галените, редко в халькопирите, отлагается также в кварце и хлорите. Золото имеет существенную примесь серебра, относительно низкопробно.

По флюидным включениям в жильных минералах (кварце и карбонате) выявлено, что филлизиты сформированы относительно низкотемпературными (270–200°C) щёлочно-кальциево-хлоридными растворами на глубинах ~1 км. Осаждение сульфидов и золота происходит на фоне возрастания щёлочности после отложения основной массы серицита и кварца. Температура образования наиболее поздних карбонат-кварцевых прожилков, пересекающих жильный кварц, 150–165°C. Золотоносный пирит заметно обогащён лёгким изотопом серы, при этом модальные значения  $\delta^{34}\text{S}$  пирита обоих месторождений близки, что с учётом других минералого-геохимических характеристик позволяет провести аналогию между сульфидно-кварцевыми рудами объектов.

Среди жильно-прожилковых руд месторождений Новогоднее-Монто и Петропавловское присутствуют так называемые бонанцы – спорадически обнаруживаемые участки с аномально высокими (>100 г/т) концентрациями золота в кварцевых жилах. В составе этой минерализации специалистами ЦНИГРИ установлена золото-теллуридная минеральная ассоциация [5], куда наряду с пиритом и галенитом входят алтаит, петцит, гессит, находящиеся в ассоциации

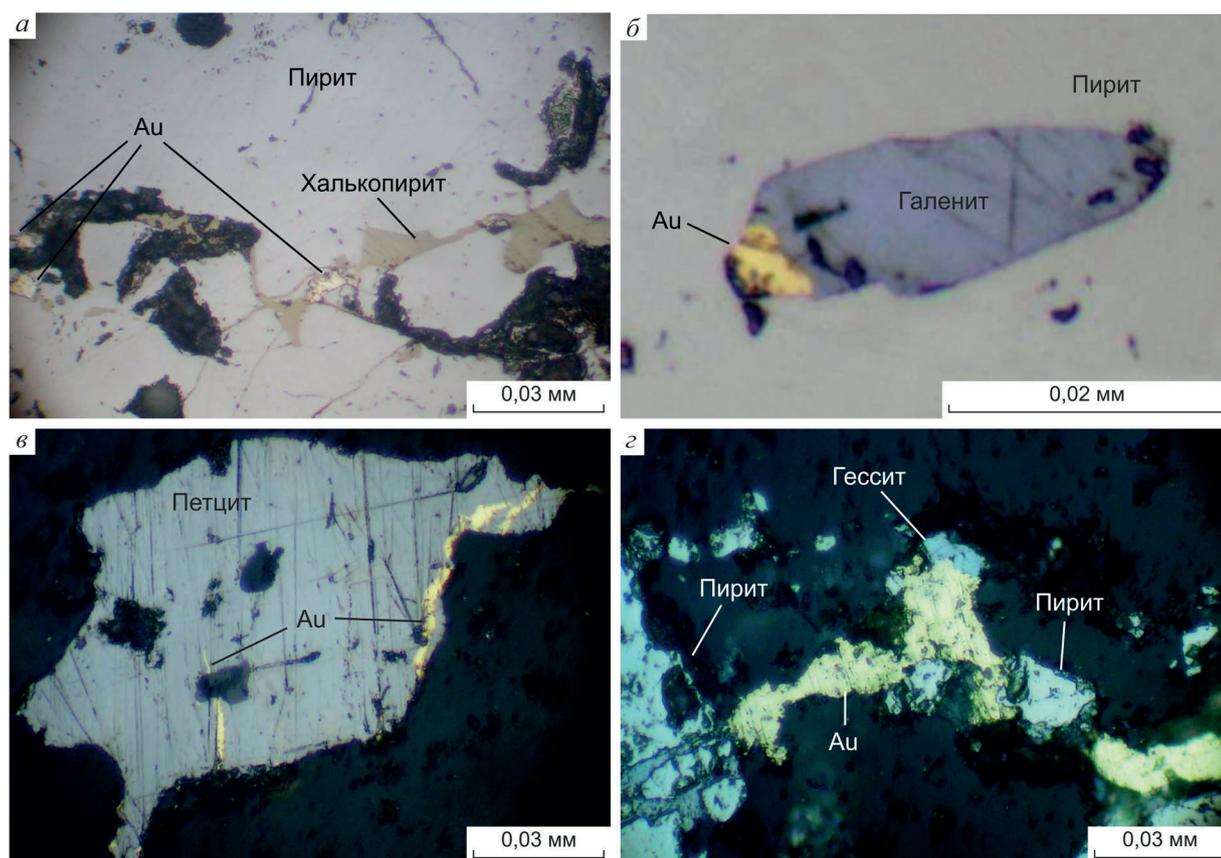
с самородным золотом (см. рис. 8). Пробность золота колеблется в пределах 830–870‰. Минерализация представлена прожилково-вкрапленными и гнездовыми образованиями, приуроченными к микротрещинам исключительно в кварце. Пирит, ассоциирующий с теллуридными минералами, по изотопному составу серы отличается от пирита филлизитов аномально отрицательными значениями  $\delta^{34}\text{S}$ . Мощность богатых участков жил 1–2, реже 3–5 м, протяжённость – от первых до первых десятков метров. Масштабы их распространения и доля в балансе месторождений крайне незначительны. На глубинах >150 м от современной поверхности теллуридная минерализация не выявлена.

Кроме того, в пределах месторождения Новогоднее-Монто известны золотоносные зоны прожилкования в габброидах и приконтактовых частях даек монцодиоритов, вероятно, пострудного конгорского комплекса. При этом отсутствуют факты пространственного совмещения промышленных рудных зон с этими интрузивными образованиями. Последние располагаются лишь на слабозолотоносных или безрудных флангах месторождений. Данные обстоятельства, по мнению авторов, указывают на возможный захват и переработку интрузивными телами конгорского комплекса ранее сформированных минерализованных зон и рудных тел.

На основании представленных материалов по геологической позиции, наблюдаемым пространственно-временным соотношениям, составу, изотопным и физико-химическим характеристикам выделенных типов золотых руд Новогодненского рудного поля (таблица) можно утверждать, что они являются продуктами развития единой долгоживущей рудообразующей магматогенно-гидротермальной системы, связанной со становлением собского интрузивного комплекса и развивающейся в две стадии.

На ранней стадии происходит образование известковых скарнов и хлорит-альбитовых метасоматитов, завершающееся формированием на фоне снижения температуры до 380–350°C и повышении кислотности рудоносных растворов, руд золото-сульфидно-магнетитового и золото-сульфидного прожилково-вкрапленного (штокверкового) типов, соответственно.

На поздней стадии сформировались хлорит-кальцит-серицит-кварцевые (филлизитовые)



**Рис. 8. Низкопробное самородное золото в сульфидно-кварцевых жильно-прожилковых рудах месторождений Новогоднее-Монто и Петропавловское (фото С.Г.Кряжева):**

*а* – в ассоциации с пиритом и халькопиритом; *б* – в ассоциации с пиритом и галенитом; *в, г* – золото-теллуридная ассоциация в жильном кварце

изменения и сопряжённые с ними зоны золото-сульфидно-кварцевых жильно-прожилковых руд, образованных на фоне падения температур в интервале 270–130°C из высококонцентрированных хлоридных растворов на глубинах ~1 км.

Более поздние этапы тектоно-магматической активизации, с которыми связано внедрение габброидов и монцонитоидов конгорского комплекса, долеритов и лампрофиров малоханмейского, усложняли структуру рудного поля и месторождений. Поздние интрузивные тела пересекали ранее возникшие золотоносные образования, в связи с чем могли происходить захват, перенос и переотложение части золота во вновь сформированных метасоматических зонах.

Результаты исследований позволили с учётом критериев соответствия установленным параметрам эталонных месторождений провести

оценку перспективности и разбраковку известных и новых рудопроявлений в пределах Новогодненского рудного поля и Тоупугол-Ханмейшорского узла. Так, к перспективным отнесены рудопроявления Ханмейшорское с золото-сульфидным (штокверковым) типом руд, участков Караченцева, Аномальный и Тоупугольский с золото-сульфидно-магнетитовым скарновым, уч. Карьерный с золото-сульфидно-кварцевым в зонах филлизитов (рудопроявления Ханмейшорское, Аномальное и Тоупугольское расположены в пределах Ханмейшорского рудного поля в западной части рудного узла).

Промышленная значимость объектов Новогодненского рудного поля обеспечивается пространственным совмещением «ранних» и «поздних» типов (что отражает длительность рудного процесса). Кроме того, «поздние» золотоносные зоны, как правило, не являющиеся промышлен-

Характеристика типов руд месторождений Тоупугол-Ханмейшорского рудного узла

| Характеристики  | Золото-сульфидно-магнетитовый (скарновый)   | Золото-сульфидный (штокверковый)   | Золото-сульфидно-кварцевый (жильно-прожилковый)  |
|---|---|--|--|
| 1. Структурная позиция  | Экзоконтактовая область массива диоритов, осложнённая выступами и апофизами; локальные разрывы, зоны трещиноватости рудовмещающей карбонатсодержащей толщи  | Интенсивно тектонически дислоцированная экзоконтактовая область массива диоритов, осложнённая выступами и апофизами; пояса даек диорит- и кварцевых диорит-порфириров  | Субвертикальные зоны трещиноватости и расланцевания в вулканогенно-осадочных породах и на контактах даек пёстрого состава  |
| 2. Рудовмещающие стратифицированные образования                               | Вулканогенно-осадочные породы андезито-базальтового состава с крупными рифовыми массивами карбонатных пород   | Вулканогенно-осадочные породы с редкими маломощными прослоями и линзами карбонатных пород  |  |
| 3. Интрузивные образования (рудоконтролирующие и рудовмещающие)               | Штокообразный массив диоритов–кварцевых диоритов–тоналитов; дайки диорит-, кварцевых диорит-порфириров, тоналит-порфириров  |  | Дайки диорит-, кварцевых диорит-порфириров, тоналит-порфириров; дайки монзонит- и монцодиорит-порфириров   |
| 4. Сопровождающие метасоматические изменения                                  | Биметасоматические известковые скарны; зоны гидратации известковых скарнов с развитием хлорита, эпидота, актинолита, кальцита, кварца   | Хлорит-альбитовые и альбитовые метасоматиты  | Зоны кварц-кальцит-серпентинитовых метасоматитов (филлизитов) с кварцевыми прожилками и осевыми жилами   |
| 5. Минеральный состав руд   | Главные – магнетит, пирит, халькопирит, кобальтин, гематит; второстепенные – пирротин; самородное золото – относительно высокопробное (900–990‰) в ассоциации с кобальтином, относительно низкопробное (760–880‰) – с пиритом; породообразующие и жильные минералы – пироксены, эпидот, гранат, везувиян, хлорит, актинолит, альбит, кварц, карбонаты | Главные – пирит; второстепенные – магнетит, халькопирит, сфен, лейкоксен, рутил; редкие – гематит, пирротин, ильменит, апатит; самородное золото – относительно низкопробное (836-870‰) в ассоциации с пиритом; породообразующие и жильные минералы – хлорит, альбит, кальцит, кварц, эпидот | Главные – пирит; второстепенные – сфен, рутил; редкие – халькопирит, пирротин, галенит, сфалерит, теллуриды, марказит, антимонит; самородное золото – низкопробное (обогащено Ag) в ассоциации с галенитом, пиритом и теллуридами; породообразующие и жильные минералы – кварц, серпентинит, кальцит, хлорит |
| 6. Изотопный состав серы золотоносных сульфидов, ‰                            | $\delta^{34}\text{S} +0,5...+2,5$   | $\delta^{34}\text{S} 0...+2$   | $\delta^{34}\text{S} 0...2$ (до 5‰ в золото-теллуридной ассоциации)  |
| 7. Температура формирования, °С   | 600–450→350   | 380→300  | 270→150  |
| 8. Морфология рудных тел  | Линзовидные и субпластовые залежи, реже – жиллообразные тела  | Штокверкоподобные линейные и изометричные прожилково-вкрапленные минерализованные зоны   | Линейные жильно-прожилковые минерализованные зоны небольшой мощности   |
| 9. Месторождения и проявления в пределах Тоупугол-Ханмейшорского рудного узла | Новогоднее-Монто; проявления – участки Караченцева, Аномальный, Тоупугольский   | Петропавловское; проявления – участки Западный, Ханмейшорский  | Новогоднее-Монто и Петропавловское; проявления – участки Западный, Карьерный   |

ными, могут служить характерным поисковым признаком (особенно на слабоэродированных площадях), указывающим на возможность обнаружения на глубине более богатых и объёмных «ранних» типов руд. Очевидно, что такой подход должен приниматься во внимание при определении направлений дальнейших геологоразведочных работ в пределах северного сектора Ауэрбаховско-Новогодненского ВПП [10].

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Андреев А.В.* Геологическое строение, условия локализации и закономерности формирования золотых руд месторождения Новогоднее-Монто (Полярный Урал) // Геология, полезные ископаемые и геоэкология Северо-Запада России: Мат-лы XVII Молодежной науч. конф., посв. памяти К.О.Кратца. Петрозаводск, 2006. С. 7–9.
2. *Андреев А.В., Мансуров Р.Х.* Новогодненское золоторудное поле (Полярный Урал) // Актуальные проблемы геологического изучения недр и воспроизводства минерально-сырьевой базы твердых полезных ископаемых: Тез. докл. науч.-практ. конф. молодых ученых и специалистов. М., 2008. С. 20–23.
3. *Андреев А.В., Черемисин А.А., Перминов И.Г.* Типы золоторудной минерализации на рудном поле месторождения Новогоднее-Монто (Полярный Урал) // Прикладная минералогия в решении проблем прогнозирования, поисков и оценки месторождений полезных ископаемых: Тез. докл. М., 2001. С. 5.
4. *Григорьев В.В., Мартыанова Е.В.* Полиформационность метасоматитов месторождения Новогоднее-Монто (Ямало-Ненецкий автономный округ) и их отношение к золотому оруденению // Эволюция внутриконтинентальных подвижных поясов: тектоника, магматизм, метаморфизм, седиментогенез, полезные ископаемые: Мат-лы науч. конф. (IX Чтения А.Н.Заварицкого). Екатеринбург, 2003. С. 164–166.
5. *Двуреченская С.С., Кряжев С.Г., Андреев А.В.* Условия формирования золото-скарнового месторождения Новогоднее-Монто по минералого-геохимическим данным // Роль минералогии в познании процессов рудообразования: Мат-лы годичной сессии моск. отд. Росс. минер. об-ва, посв. 110-летию со дня рождения академика А.Г.Бетехтина. М., 2007. С. 139–143.
6. *Золотоносность* рудного поля медно-железоскарнового месторождения Новогоднее-Монто на Полярном Урале / А.А.Черемисин, М.М.Гирфанов, А.М.Гаврилов и др. // Геология и минерально-сырьевые ресурсы европейской территории России и Урала: Мат-лы региональной конф. Екатеринбург, 2000. С. 188–190.
7. *Золоторудные* месторождения Новогодненского рудного поля на Полярном Урале / В.А.Людкин, А.В.Толоконников, О.В.Водоватов и др. // Алмазы и благородные металлы Тимано-Уральского региона. Сыктывкар, 2006. С. 186–189.
8. *Кениг В.В., Бутаков К.В.* Месторождения рудного золота Новогоднее-Монто и Петропавловское – новый золоторудный район на Полярном Урале // Разведка и охрана недр. 2013. № 11. С. 22–24.
9. *Мансуров Р.Х.* Геолого-структурные условия локализации Петропавловского золоторудного месторождения (Полярный Урал): Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. – М., 2013.
10. *Перспективы* развития минерально-сырьевой базы золота Полярного Урала (ЯНАО) / М.М.Гирфанов, А.В.Андреев, Б.С.Зеликсон и др. // Прогноз, поиски, оценка рудных и нерудных месторождений – достижения и перспективы: Тез. докл. науч.-практ. конф. М., 2008. С. 55–56.
11. *Прогнозно-геохимическая* оценка золотоносности Новогодненской перспективной площади на Полярном Урале / А.П.Трофимов, Б.В.Фунтиков, В.А.Людкин и др. // Руды и металлы. 2006. № 4. С. 13–18.
12. *Удортатина О.В., Кузнецов Н.Б.* Собский плагиогранитоидный комплекс Полярного Урала // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2007. Т. 82. Вып. 3. С. 49–59.
13. *Черняев Е.В.* Геология золото-скарнового месторождения Новогоднее-Монто (Полярный Урал, Ямало-Ненецкий автономный округ) // Скарны, их генезис и рудоносность (Fe, Cu, Au, W, Sn...): Мат-лы междунар. науч.-практ. конф. (XI Чтения памяти акад. А.Н.Заварицкого). Екатеринбург, 2005. С. 131–137.

*Андреев Антон Вадимович,*  
старший научный сотрудник  
aandreev@tsnigri.ru

*Мансуров Ринат Халитович,*  
кандидат геолого-минералогических наук  
mansurov@tsnigri.ru

THE TYPES AND GEOLOGICAL SETTINGS OF GOLD ORE MINERALIZATION IN THE NOVOGODNEE ORE FIELD, POLAR URALS

A.V.Andreev,  
R.Kh.Mansurov

*Gold deposits and occurrences of the Novogodnee Ore Field in the Polar Ural Segment of the Auerbakh-Novogonee Volcano-Plutonic Belt (VPB) are composed of three main structural-compositional types of gold ore mineralization. These are the massive gold-magnetite-sulfide, veinlet-disseminated gold-sulfide, and vein-veinlet gold-sulfide-quartz mineralization types, that form, respectively, lenticular lodes, stockwork-like bodies, and linear mineralized zones. The ore mineralization types represent products of successive development of a unified long-lived magmatogenic hydrothermal ore-forming system related to Devonian intrusive magmatism. A distinguishing feature of economically interesting objects of the Novogodnee Ore Field (namely, the Novogodnee-Monto and Petropavlovskoe Ore Deposits) is a spatial coincidence of several of the ore mineralization types, which must be taken into account for a preliminary estimation of discovered and forecasted gold occurrences within the Auerbakh-Novogodnee VPB.*

*Key words: Volcano-Plutonic Belt (VPB), ore cluster, ore field, ore deposit, ore mineralization type, skarn, metasomatite, native gold, magnetite, pyrite, cobaltine, tellurides, ore-magmatic system.*

Подписка в почтовых отделениях  
по каталогу «Газеты. Журналы» Агентства «Роспечать»  
(индекс 47 218)

Подписка на электронную версию журнала  
на сайте Научной Электронной Библиотеки [elibrary.ru](http://elibrary.ru)

Вышедшие номера журнала можно приобрести в редакции:

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

Контактный телефон: 8 (495) 315-28-47. Факс: 315-43-47

E-mail: [rudandmet@tsnigri.ru](mailto:rudandmet@tsnigri.ru), [rudandmet@yandex.ru](mailto:rudandmet@yandex.ru)

Периодичность – 4 номера в год. Цена подписки на год 1200 рублей.

## ОСОБЕННОСТИ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТОВ ТОНОДСКОЙ ПЛОЩАДИ

Е.В.Зублюк<sup>1</sup>,  
И.А.Прудников<sup>1</sup>,  
Ю.Л.Агеев<sup>2</sup>

<sup>1</sup> ФГБУ Всероссийский научно-исследовательский институт минерального сырья им. Н.М.Федоровского, г. Москва

<sup>2</sup> ООО «Сибирская геологическая компания», г. Иркутск

*На основе анализа обширного фактического материала, включающего результаты предшествующих работ (1982 г.), а также поисковых работ 2013–2015 гг., проведённых на Тоновской площади Витимского железорудного района, рассмотрены петрографические и минералогические особенности руд и рудовмещающих пород наиболее изученных рудопроявлений района Чистое и Язовское. Выполненный детальный анализ руд и рудовмещающих пород может быть использован для решения вопросов, связанных с прогнозированием технологии обогащения не только тоновских руд, но и аналогичных им геолого-промышленных типов.*

*Ключевые слова: Тоновская площадь, медвежевская свита, железистые кварциты, руды, рудные минералы, магнетит, гематит.*

На Тоновской площади, расположенной в пределах Витимского железорудного района, по результатам предшествующих геологосъёмочных работ (А.И.Иванов, С.Н.Рожок, 1982 г.) обнаружены перспективные рудопроявления с промышленно значимыми скоплениями железных руд. Объекты локализуются в метаморфизованных отложениях медвежевской свиты нижнего рифея. Рудные тела представлены наклонными (30–45°) горизонтами магнетит-гематитовых и гематит-магнетитовых кварцитов мощностью 8–60 м, протяжённостью 3–15 км при содержаниях Fe<sub>общ.</sub> 25,5–40% (среднее 28–29%). Отложения свиты служат рудовмещающей толщей: железистые кварциты и конгломераты с повышенным содержанием оксидов железа в цементе занимают определённое стратиграфическое положение внутри её. Из всех рифейских отложений региона медвежевская свита отличается наибольшим разнообразием пород (А.И.Иванов, В.И.Лившиц, О.В.Перевалов и др., 1995).

Минеральный состав руд контролируется уровнем регионального метаморфизма зелено-

сланцевой фации, изменяясь от гематитовых руд в серицит-хлоритовой субфации до магнетит-гематитовых и гематит-магнетитовых в биотитовой. Наиболее перспективные промышленные руды (магнетит-гематитовые и гематит-магнетитовые) приурочены к зонам гранат-биотитовой субфации метаморфизма, руды меньшей промышленной значимости (гематитовые и магнетит-гематитовые) – к зонам более низкой степени метаморфизма. Поисковыми работами 2013–2015 гг. изучены рудопроявления, приуроченные к склонам Тоновского поднятия: на северном склоне в Челончено-Жуинской структурно-фациальной зоне (СФЗ) – Чистое, на южном в пределах Саталахско-Хайвергинской СФЗ – Язовское (рис. 1).

**Рудопроявление Чистое.** В Челончено-Жуинской СФЗ (Туюканско-Язовская подзона) рудовмещающая медвежевская свита представлена отложениями нижней и верхней подсвит. Породы последней наиболее распространены в долине р. Большой Туюкан, где они формируют полосу шириной от 2 до 6 км. В самой широкой части расположен уч. Чистый.

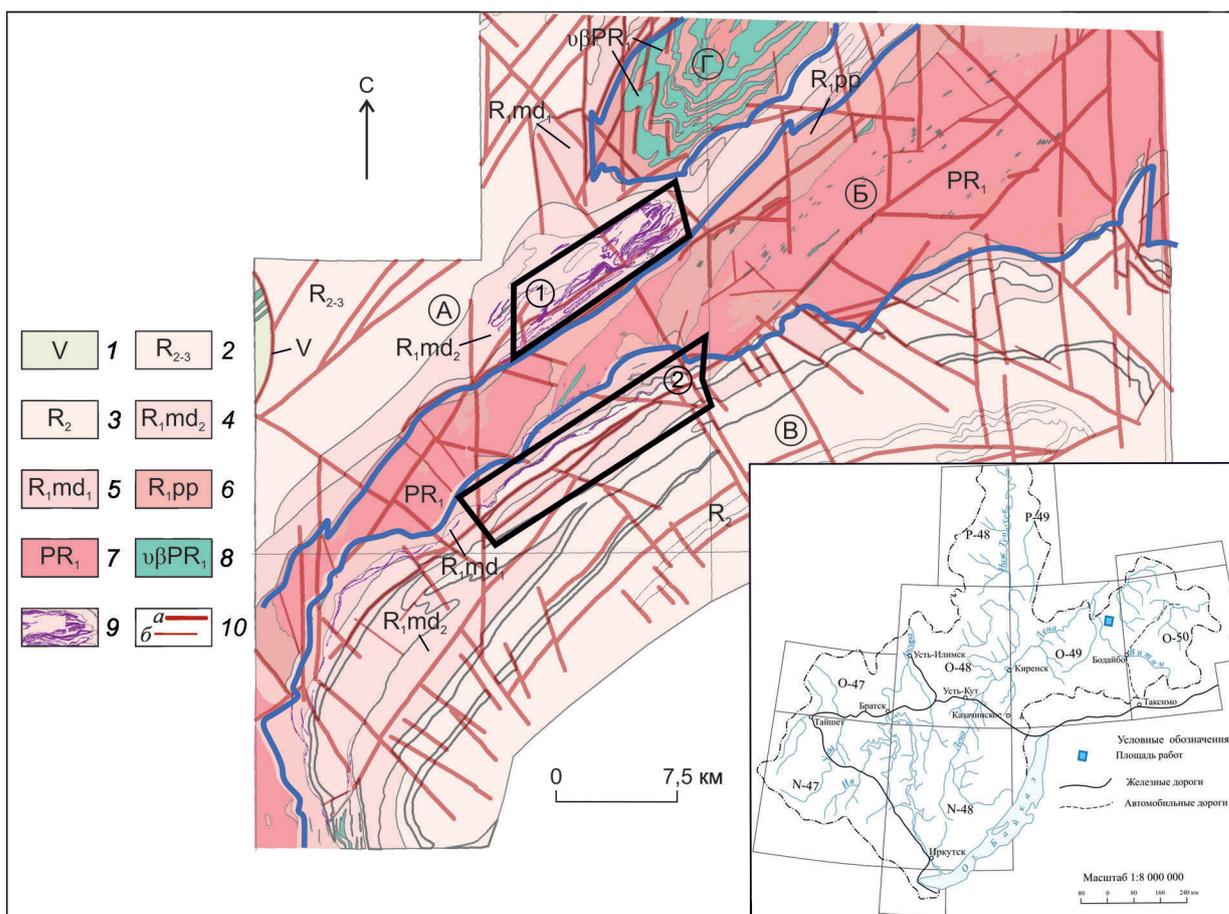


Рис. 1. Структурно-тектоническое районирование Тондской площади с контурами рудопроявлений:

отложения: 1 – венда, 2 – верхнего–среднего рифея, 3 – среднего рифея; нижнерифейские образования: 4 – верхней подсвиты медвежьей свиты, 5 – нижней подсвиты медвежьей свиты, 6 – отложения пурпольской свиты; 7 – гранитоиды, PR<sub>1</sub>; 8 – интрузии основного состава, PR<sub>1</sub>; 9 – рудные тела железистых кварцитов; 10 – разрывные нарушения (а – региональные, б – второстепенные); цифры в кружках: участки Чистый (1), Язовский (2); буквы в кружках: А – Челончено-Жуинская зона, Б – Тондское поднятие, В – Саталахско-Хайвергинская зона, Г – Право-Быстринская антиклиналь

В составе верхней подсвиты по литологическим особенностям на участке выделяются четыре пачки существенно конгломератового грубообломочного состава с преобладанием метаконгломератов валунно-галечных с песчано-гравелистым, песчаным, реже песчано-сланцевым матриксом, прослоями метагравелитов, метапесчаников, кварцитов. Нижние три пачки состоят из метапесчаников и метаконгломератов, в разрезе четвёртой отмечаются несколько горизонтов железистых кварцитов гематитового, магнетит-гематитового и магнетитового составов.

В пределах четвёртой пачки подстилающие железистые кварциты породы (подрудный пласт)

представлены горизонтом серых среднезернистых метапесчаников с примесью гематита в цементе с валунами и галькой гранитов, которые прерываются тёмно-зелёными метагравелитами с рассеянным гравием и дресвой кварца, полевых шпатов и редкими валунами гнейсовидных гранитоидов размером до 1 м; в подчинённых прослоях встречаются метапесчаники.

Нижний рудный горизонт образован пачкой переслаивания гематитовых и гематит-магнетитовых железистых кварцитов с зеленоватыми мелкозернистыми песчаниками и метаалевролитами (сланцами). Сланцы обладают отчётливо выраженной вишнёвой и зелёной окраской

и являются характерными маркирующими породами для определения подошвы рудного тела. Межрудный горизонт имеет невыдержанную переменную мощность (0–18 до 40–50 м) и нередко местами полностью выклинивается. Сложен разномасштабными метапесчаниками с прослоями метаконгломератов часто с гематитовым цементом в матриксе. Верхний рудный горизонт сформирован железистыми кварцитами с различной примесью гравия и дресвы кварца и полевых шпатов, гальки и валунов гранитоидов в количестве 5–20%. В составе руд отмечается переслаивание как гематитовых, так и существенно магнетитовых железистых кварцитов. Вмещающие породы – маломощные пачки зеленовато-бурых субаркозовых метапесчаников, метагравелитов, валунных метаконгломератов на кварц-полевошпат-хлоритовом цементе. Надрудный горизонт характеризуется переслаиванием метапесчаников, метаалевролитов и метагравелитов разной мощности. В перекрывающих метапесчаниках и метагравелитах фиксируются маломощные рудные тела, сложенные железистыми кварцитами преимущественно гематитового состава с существенной примесью дресвы, гальки и валунов гранитов. Главные рудные минералы железистых кварцитов – гематит и магнетит различных генераций.

*Гематит* наиболее распространён, составляет в различных типах руд 10–30%. С учётом морфологических особенностей и взаимоотношения с окружающими минеральными компонентами породы различают три генерации гематита. Гематит I присутствует в виде тонкодисперсных и криптокристаллических зёрен 0,0015–0,002 мм, формирующих включения до 0,02 мм в мелкозернистом кварце. Гематит II преобладает в составе руд и представлен вытянутыми субидiomорфными зёрнами с неровными границами размером от 0,01 до 0,2–0,3 мм, ориентированными согласно сланцеватости. Гематит III возникает при замещении зёрен магнетита генерации II, представлен ламелевидными агрегатами, образующими по микротрещинам решётчатые структуры замещения.

*Магнетит* составляет не более 15% и образует следующие морфологические разновидности: магнетит I – ксеноморфные зёрна 0,05–0,1 мм, тесно ассоциирующие с гематитом II и частично развивающиеся по нему (часто наблюдаются на участках контактов основной ткани

породы с бластопорфирами нерудных минералов); магнетит II – изометрические октаэдрические кристаллы 0,1–0,8 мм, ассоциирующие с гематитом II; магнетит III (очень редок) слагает прожилковидные образования и представлен псевдоморфозами магнетита по гематиту II (мушкетовит), который формирует неправильные ксеноморфные слабо удлинённые серии зёрен размером до 0,06–0,08 мм с заливистыми границами.

На основании структурных, текстурных и генетических критериев, а также состава железистых кварцитов на уч. Чистый можно выделить следующие типы руд:

- гематитовые железистые кварциты с гематитом II;
- магнетит-гематитовые железистые кварциты с магнетитом II и гематитом II;
- магнетитсодержащие гематитовые кварциты с магнетитом II и гематитом II;
- магнетит-гематитовые железистые кварциты с магнетитом I, магнетитом II, гематитом II;
- магнетит-гематитовые железистые кварциты с гематитом I, гематитом II, магнетитом II;
- магнетит-гематитовые железистые кварциты с гематитом II и магнетитом I;
- магнетит-гематитовые железистые кварциты с магнетитом II, магнетитом III, гематитом II.

*Гематитовые железистые кварциты с гематитом II* представлены породами, содержащими из рудных минералов только гематит генерации II – от 10 до 20%, редко отмечаются единичные кристаллы магнетита II (рис. 2). Текстура руд первично-осадочная полосчатая, реже при слабой тектонизации плейчатая с частыми реидными микроразрывами, подчёркнутыми распределением и морфологией гематита II и слюдяных минералов. Гематит II образует удлинённые, лентовидные, часто изогнутые по плейчатости кристаллы и их агрегаты длиной ~0,2–0,5 мм при толщине ~0,02 мм, редко короткопризматические кристаллы со слабо заливистыми границами. Ориентирован преимущественно по сланцеватости руд и приурочен к участкам развития слюдяных минералов. Магнетит II встречается в единичных кристаллах размером до 0,2 мм и на участках наибольшей концентрации гематита II.

*Магнетит-гематитовые железистые кварциты с магнетитом II и гематитом II* – наиболее богатые и распространённые разности

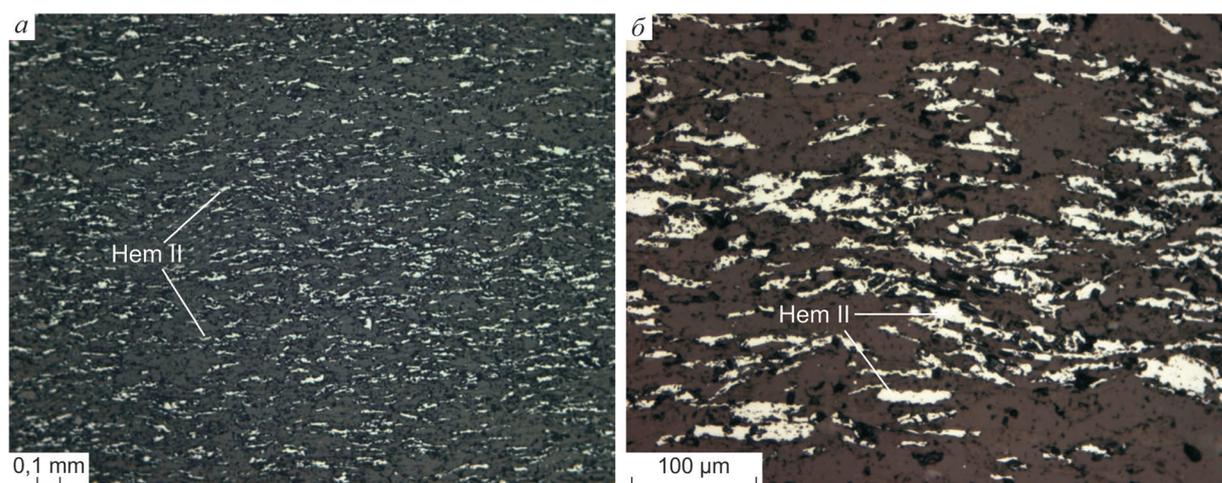


Рис. 2. Гематитовый железистый кварцит с гематитом генерации II (аншлиф 17505-41):

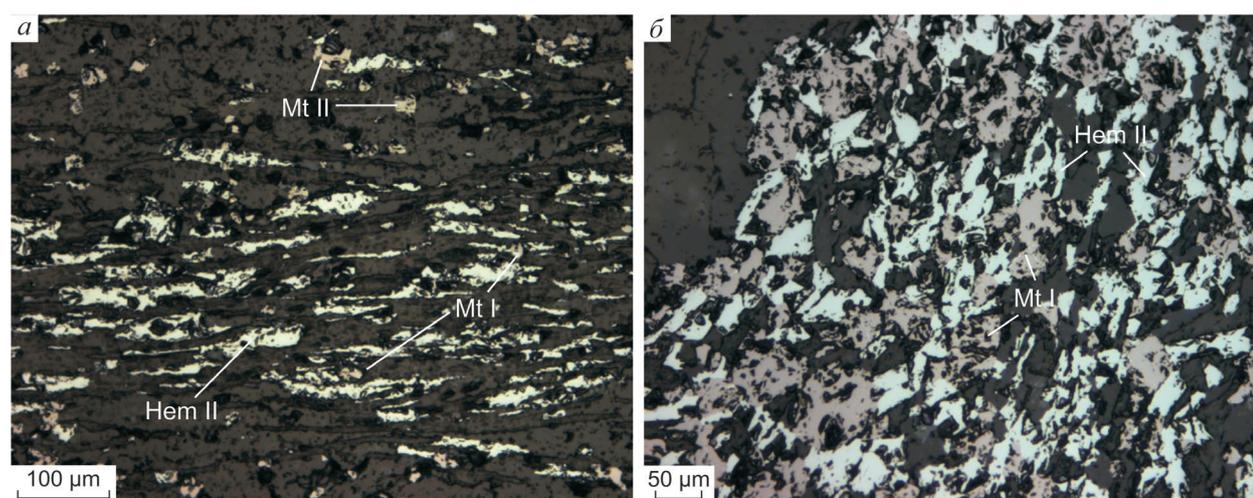
*a* – общий вид; *б* – детальный фрагмент структуры; николи параллельны

с содержанием рудных минералов ~25–30%. Текстура их полосчатая, сланцеватая, структура гранобластическая. Магнетит II проявлен равномерно, составляет 10–15%, представлен изометрическими округлыми зёрнами 0,1–0,3 мм. С гематитом ассоциирует слабо. Гематит II составляет ~20%, представлен как удлинёнными, так и субизометрическими неправильной формы ксеноморфными кристаллами размером ~0,1 мм и менее. Часто наблюдается на контактах слюдястых минералов с кварцем. Образует отдельные слои шириной ~1,5–2 мм, в которых кристаллы петлевидно загнуты в одном направлении, что свидетельствует о наличии слабого межслоевого скольжения. В слоях с гематитом преобладают слюдястые минералы, на участках распространения кварца магнетит количественно доминирует над гематитом.

*Магнетитсодержащие гематитовые кварциты с магнетитом II и гематитом II* – переходные породы между двумя предыдущими типами руд. Содержание рудных минералов от 15 до 35%. Текстура полосчатая параллельнослоистая, порфиروبластическая. В породе отмечаются несколько типов слоёв с различным распределением рудных компонентов. Выделяются магнетит-гематитовые слои с повышенной концентрацией рудных минералов мощностью до 1 мм и гематитсодержащие с существенным преобладанием нерудных минералов.

*Магнетит-гематитовые железистые кварциты с магнетитом I, II и гематитом II* – породы с содержанием рудных минералов ~25–30%. Текстура полосчатая, участками blastoporphyrная (рис. 3). Гематит II составляет ~20%, представлен удлинёнными призматическими кристаллами размером от 0,01–0,05 мм, ориентированными согласно сланцеватости. Магнетит образует зёрна двух морфологических типов: изометрические (магнетит II) размером ~0,1 мм, равномерно распределённые по породе; ксеноморфные (магнетит I), развивающиеся по гематиту II или ассоциирующие с ним (последний отмечается на контактах с blastoporphирами нерудных минералов).

*Магнетит-гематитовые железистые кварциты с гематитом I, II и магнетитом II* широко распространены на севере и северо-востоке уч. Чистый, а в центральной части фиксируются в виде единичных маломощных прослоев. Представлены железистыми кварцитами линзовидно-полосчатой текстуры с содержанием рудных минералов ~25–30%. Гематит составляет от 10 до 25% и присутствует в двух генерациях: гематит I образует тонкодисперсную вкрапленность (возможно, в виде криптокристаллических агрегатов), формируя вместе с кварцем отдельные прослои и линзы, или единичные зёрна магнетита размером до 0,1 мм; гематит II в существенно гематитовых прослоях представлен удлинёнными кристаллами размером до 0,01–



**Рис. 3. Магнетит-гематитовые железистые кварциты с магнетитом I, магнетитом II, гематитом II:**

*а* – руды с преобладанием слюдистых минералов, ан. 17508-26; *б* – руды на границе с blastoporphyr кварц-полевошпатового агрегата, ан. 17505-44; николи параллельны

0,05 мм, ориентированными согласно сланцеватости, а в гематит-магнетитовых слойках – отдельными зёрнами неправильной ксеноморфной формы размером 0,05–0,1 мм и небольшими скоплениями. Магнетит II распределён в слойках равномерно в виде отдельных октаэдрических зёрен 0,1–0,3 мм, составляет 5–10% породы.

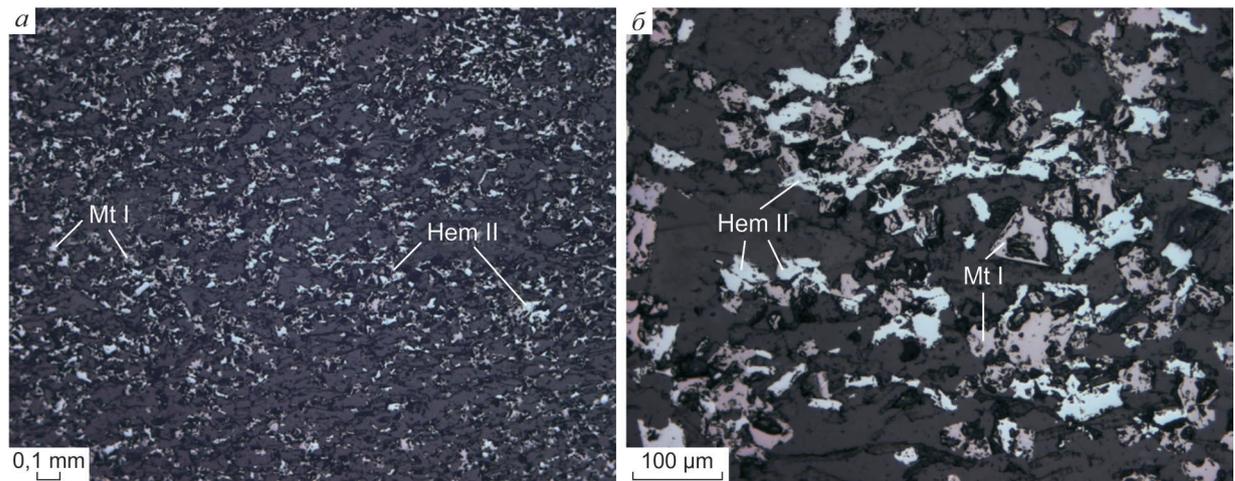
*Магнетит-гематитовые железистые кварциты с гематитом II и магнетитом I* представлены породами с содержанием рудных минералов ~25% и соотношением магнетит/гематит 1:1 с тесной взаимосвязью между ними. Текстура неясно линзовидно-полосчатая, близкая к массивной, структура гранобластическая (рис. 4). Магнетит I равномерно распределён и составляет около половины рудных минералов. Формирует ксеноморфные, изометрические зёрна до 0,1 мм, тесно ассоциирующие с гематитом II. Для гематита II характерны изометрические неправильной формы кристаллы размером до 0,1 мм и слабо удлинённые зёрна до 0,5 мм.

*Магнетит-гематитовые железистые кварциты с магнетитом II, магнетитом III и гематитом II* достаточно редки. Это железистые кварциты, испытавшие сильную тектонизацию. Рудные минералы составляют ~20–23%. В рудах отмечаются брекчиевые структуры, микроскладки, плейчатость, микроразрывы и флек-

суроподобные изгибы, подчеркнутые рудными минералами. Имеющиеся обломки зёрен рудных минералов и рудные прожилки погружены в слюдистый цемент. Прожилки выполнены псевдоморфозами магнетита III (мушкетовит) по гематиту II с единичными реликтами незамещённых зёрен гематита II. Встречаются также ксеноморфные порфиробласты магнетита II (~3%) и гематита III размером до 0,8 мм, являющегося псевдоморфозой по магнетиту.

**Рудопроявление Язовское.** В Саталахско-Хайвергинской СФЗ в равной мере развиты отложения нижнемедвежьевской и верхнемедвежьевской подсвит. Отложения нижней подсвиты песчано-сланцевого состава, верхней – более грубого песчано-конгломератового.

В нижней подсвите медвежьевской свиты выделяют пять пачек. Рудовмещающими являются отложения пятой пачки (рудный горизонт и надрудный пласт), которые протягиваются непрерывной полосой длиной до 50 км и шириной от 500 м до 2 км. Основные характеристики пачки – повышенная железистость, наличие разных по мощности и составу горизонтов железистых кварцитов в количестве от одного до трёх. Подрудная пачка (четвёртая) представлена толщей светло-серых массивных несортированных галечно-валунных метаконгломератов на мелко-, тонкозернистом метапесчано-сланцевом



**Рис. 4. Магнетит-гематитовые железистые кварциты с гематитом II и магнетитом I (аншлиф 17505-46):**

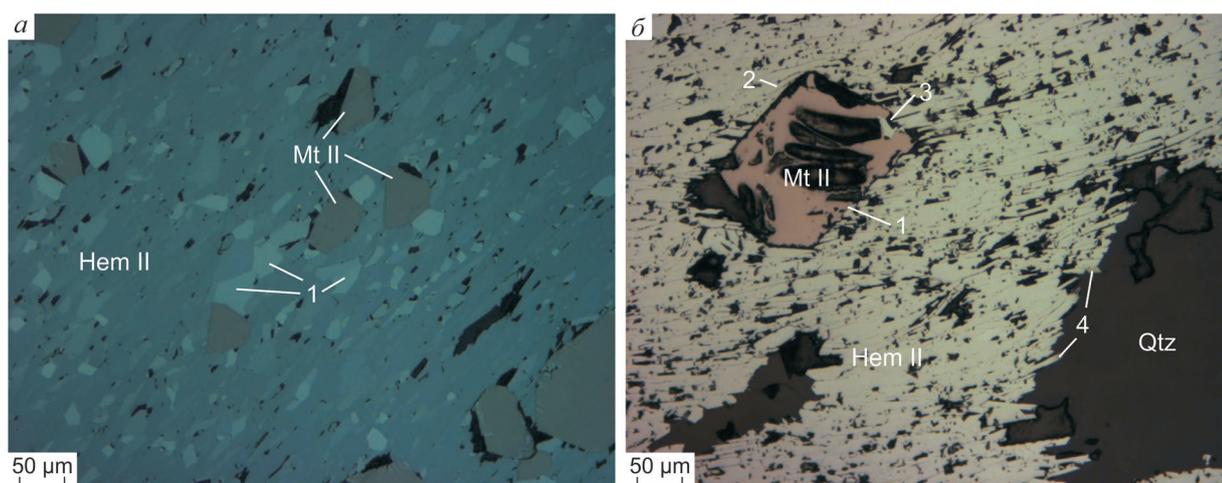
*а* – общий вид текстуры; *б* – детальный участок; николи параллельны

цементе. В составе гальки и валунов резко преобладают гранитоиды с размером валунов до 1,5 м. Мощность пачки 10–35 м. Рудный горизонт с резким контактом залегает на метаконгломератах четвёртой пачки и представлен железистыми кварцитами мощностью от 7–8 до 40–50 м с примесью валунно-галечно-гравийного материала гранитного состава от 3 до 25%. Надрудный пласт имеет с рудным горизонтом постепенный переход, который устанавливается только по опробованию. Надрудная пачка сформирована неравномерным тонким (1–2 см) пераслаиванием мелко-, тонкозернистых метапесчаников с матаалевролитами и метааргиллитами, содержащими валунно-галечный материал (10–15%) размером до 1 м и неравномерно вкрапленную гематитовую, магнетитовую, пиритовую минерализацию. Мощность пласта 200–250 м.

В пределах рудного горизонта для всех типов руд участка характерны полосчатая и массивная текстуры. Структуры руд обусловлены преобладанием какого-либо из рудных минералов; для существенно магнетитовых разновидностей это в основном порфиробластические, для гематитовых – лепидобластические. Полосчатые текстуры подчеркнуты распределением рудных минералов: от рудных прослоев с количеством нерудных минералов до 5%, среди которых выделяются мономинеральные разновидности (гематит или магнетит) и смешанного состава (магнетит-гематитовые или гематит-магнетитовые), до

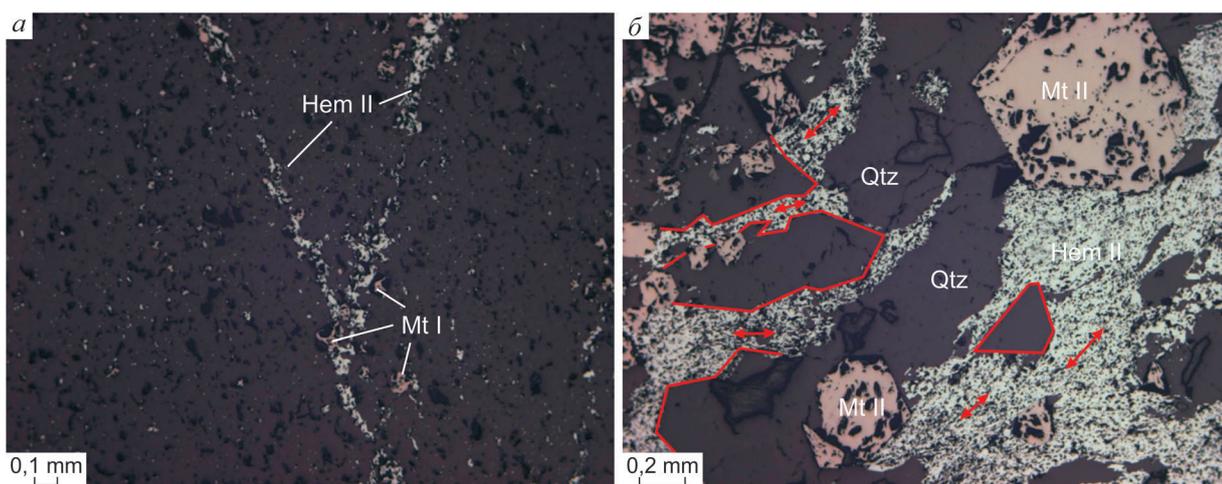
практически безрудных с содержанием рудного минерала не более 3–5%, состоящих преимущественно из кварца с различным количеством мусковита, хлорита, биотита, полевых шпатов. Массивные текстуры свойственны породам со значительным содержанием рудного компонента, в которых развит сплошной агрегат гематита II. В сплошных агрегатах лепидобластическая структура гематита приобретает гранобластический облик (рис. 5, *а*). На участках развития руд с массивными текстурами отмечаются разные типы контактов зёрен магнетита II и гематита II, позволившие определить порядок их образования. Среди контактов обоих минералов можно выделить (см. рис. 5, *б*) контакты типа «утыкания», «раздвигания», «прорастания» и «захвата», указывающие, по-видимому, на более позднее возникновение магнетита II относительно гематита II. Массивные текстуры прослеживаются также среди малорудных разновидностей, представленных равномерно-вкрапленным распределением рудных минералов, в основном магнетита II, магнетита I, гематита II.

Реже встречаются прожилково-вкрапленные текстуры руды, которые формируются среди прослоев, выполненных мелкозернистым кварцем с незначительной рудной примесью. Система прожилков представлена редкой сетью пересекающихся жилок шириной не более 0,1 мм, выполненных ксеноморфными зёрнами гематита II размером не более 0,05–0,06 мм и единичными зёрнами магнетита (рис. 6, *а*). На



**Рис. 5. Магнетит-гематитовые кварциты:**

*а* – участок с массивной текстурой, отображающий появление у гематита гранобластической структуры (1), ан. 15004-38, николи скрещены; *б* – участок породы с различными видами контактов гематита II и магнетита II (1 – «утыкание», 2 – «раздвигание», 3 – «захват», 4 – «прорастание»), ан. 15007-30, николи параллельны



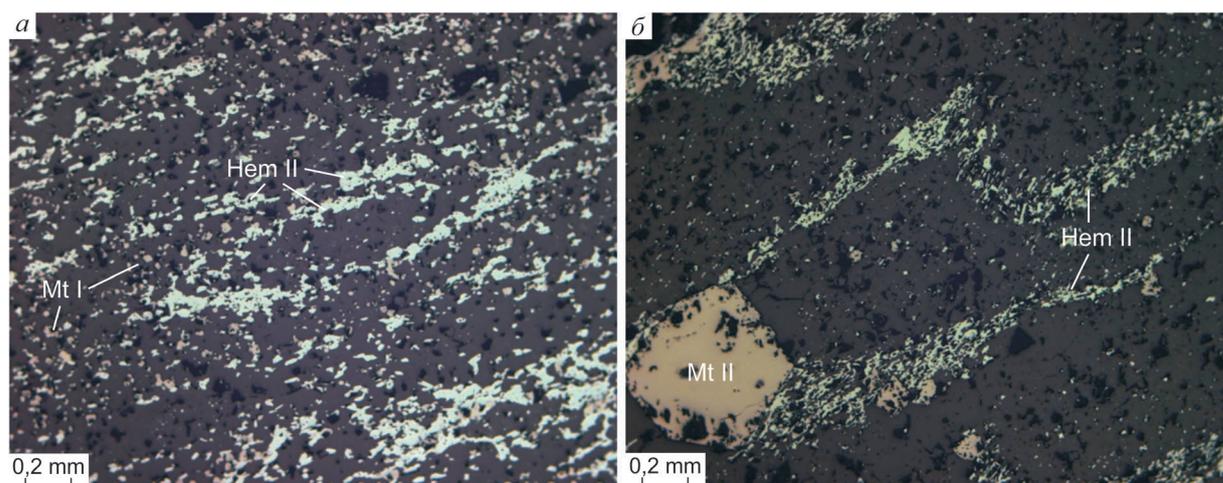
**Рис. 6. Строение рудных прожилков:**

*а* – мелкозернистый кварцит с прожилками, выполненными гематитом II и магнетитом I, ан. 15010-8; *б* – строение прожилков магнетит-гематитового кварцита, ан. 15007-44; стрелкой показано направление сланцеватости (ориентировка кристаллов гематита); николи параллельны

некоторых участках развиты агрегаты зёрен пластинчатого гематита и порфиробластов магнетита II в новообразованном кварце (см. рис. 6, б).

В рудах, сформированных гематитом генерации I, часто наблюдаются весьма своеобразные эллипсоидные структуры, осложняющие полосчатую текстуру. Они представлены зональными агрегатами, в пределах которых отмеча-

ется оболочка из кристаллов гематита II, содержащих мелкозернистый агрегат кварца, в свою очередь, включающий тонкокристаллическую вкрапленность гематита I и мелкие ксеноморфные кристаллы гематита II. При этом основная ткань породы вокруг этих образований содержит гематит II и мелкие ксеноморфные кристаллы магнетита I (рис. 7, а). На участках значи-



**Рис. 7. Участок магнетит-гематитового кварцита:**

*а* – с развитыми эллипсоидными структурами (ан. 110-3), *б* – обладающего складчатой структурой (ан. 15109-1), николи параллельны

тельного развития тектонических деформаций в ряде случаев формируется мелкоскладчатая текстура, маркированная распределением зёрен кварца и гематита. В крыльях мелких складок сохраняется общее направление сланцеватости, подчёркнутое ориентировкой зёрен гематита (см. рис. 7, б).

При значительном объёме терригенной примеси в породе – обломков кристаллов кварца и полевого шпата, а также обломков гранитного состава – развиваются очковые текстуры. При этом рудные минералы распределены только в пределах основной массы породы. Отмечается приуроченность гематита к участкам распространения сланцеватых минералов, а магнетита – к агрегатам новообразованного кварца.

На основе минералогического и текстурно-структурного анализов руд предложена следующая модель рудогенеза.

Гематит генерации I, образующий криптокристаллическую и тонкодисперсную вкрапленность в кристаллах кварца, представляет собой катагенетически и (или) диагенетически преобразованное первичное рудное вещество, изначально, вероятнее всего, представлявшее гидрогётит, который накапливался в морских прибрежных условиях вместе с кремнезёмом. Поскольку скопления гематита I отмечаются как на поверхности кристаллокластов кварца и полевых шпатов, так и внутри мелких зёрен кварца, можно предполагать, что основным механиз-

мом садки первичного рудного вещества бассейна был процесс образования коллоидных частиц гидроксидов железа и кремнезёма, а также процесс адгезии наночастиц гидрогётита на поверхность обломков. В ходе метаморфизма гематит генерации I преобразовывался в гематит II, и этот процесс шёл двумя путями: посредством растворения за счёт метаморфогенного флюида в зонах микротрещиноватости, кливажа и трещин, а также швов флюидоразрыва; посредством укрупнения и перекристаллизации тонкодисперсного вещества гематита I непосредственно в зёрнах кварца без выноса в зоны флюидной миграции. Несмотря на способ формирования гематита II, его морфология тесно связана с вмещающими зёрнами. На участках с преобладанием кварца зёрна гематита II часто обладают неправильной, несколько удлиненной и изометрической формой, на участках с небольшим количеством слюды встречаются наиболее идиоморфные кристаллы.

Магнетит в породе представлен двумя морфологическими разновидностями: ксеноморфным мелким магнетитом, ассоциирующим с гематитом генерации II и непосредственно развивающимся по нему (магнетит I); магнетитом, представленным более крупными идиоморфными зёрнами (магнетит II), не обнаруживающими взаимосвязи с гематитом генерации II. Более тесно магнетит ассоциирует с зёрнами кварца и бластопорфирами кварц-полевошпатовых агре-

| Этапы        | Осадочный | Метаморфический           | Гидротермально-метасоматический (в зонах тектонизации) | Гипергенный |
|--------------|-----------|---------------------------|--|-------------|
| Гематит      | Гематит I | Гематит II                |  | Гематит III |
| Магнетит     |           | Магнетит I<br>Магнетит II | Магнетит III   |             |
| Эпидот, сфен |           |                           | _____  |             |
| Гранат       |           | _____                     |  |             |

Рис. 8. Диаграмма выделения рудных и сопутствующих им нерудных минералов с их генетическими взаимосвязями:

толщина линии показывает относительное содержание рудных минералов в породе; сплошная стрелка отражает прямые генетические взаимосвязи между минералами, пунктирная – достоверно не выявленные

гатов, отмечается только на участках развития гематита II и наблюдается практически во всех типах руд. Происхождение магнетита II остаётся при этом не вполне ясным (рис. 8). Вероятнее всего два способа его формирования: непосредственно из гематита I за счёт его растворения на участках наиболее высокотемпературного воздействия метаморфогенного флюида; из гематита II за счёт его частичного растворения и преобразования в магнетит II. Магнетит образовался на заключительных стадиях метаморфизма, о чём свидетельствует отсутствие борозд давления или их крайне слабое развитие у наиболее крупных кристаллов, а также структуры смятия и раздвигания кристаллов гематита II при росте магнетита (см. рис. 5, б). Совместно с формированием магнетита II образуются кварц и хлорит, а также мелкие идиоморфные зёрна граната.

В гипергенный этап происходит частичная мартитизация магнетита II с развитием гематита III, а иногда с образованием полных псевдоморфоз – мартита. Этот процесс в различной степени протекал в краевых частях зёрен магнетита II по микротрещинам с появлением сетчатой структуры замещения. Магнетит I не подвергается мартитизации, несмотря на образование его практически одновременно с магнетитом II.

Данные общего минералогического анализа показывают различие морфоструктурных характеристик гематита и магнетита, их взаимоотношения с нерудными минералами и закономерности в изменчивости размерности основных выделений. Для прогнозирования технологических свойств руд необходимо акцентировать внимание на следующих признаках:

- рудные минералы – гематит и магнетит – значительно отличаются размерами выделений и характеризуются, с одной стороны, высокой степенью идиоморфизма кристаллов (зёрен), с другой – существенным различием в их размерах;
- объёмы нерудной минерализации кварца, полевых шпатов, слюд, хлоритов, силлиманита и др. изменяются в широких пределах, обеспечивая разнообразие типов структур руд за счёт процессов перекристаллизации и различного рода замещений минералов;
- специфика процессов перекристаллизации и замещений минералов, в том числе с учётом частичного изменения руд в зоне гипергенеза (мартитизация магнетита, образование гидроксидов Fe), а также морфоструктурные особенности выделений магнетита и гематита с формированием различных типов сростаний между собой и нерудными минералами будут отражаться в конечном

итоге на технологических характеристиках руды.

При анализе текстуры и структуры руд выявлено, что среди рудных минералов главный – гематит, представленный несколькими разновидностями. Гематит I – удлинённые призматические кристаллы (зёрна), ориентированные, как правило, согласно слоистости руды, нередко с учётом микроскладчатости (при этом изменяется ориентировка кристаллов и проявляется ксеноморфизм в морфологии кристаллов – зёрен). Вследствие перекристаллизации нередко формируются отдельные крупные кристаллы – зёрна и агрегаты гематита с существенным увеличением их размеров. Гематит II – более крупный, чем гематит I, выполняет трещины, в раздробленных зёрнах магнетита способствует проявлению структур цементации. Гематит III образуется при замещении кристаллов магнетита нередко с возникновением решётчатых структур за счёт процессов окисления (мартитизации).

Магнетит, второй по значимости рудный минерал, образует несколько разновидностей. Прослеживаются определённые закономерности в изменении морфологии кристаллов (зёрен магнетита) в зависимости от ассоциации с кварцем, плагиоклазом и комплексом совместных агрегатов силикатных минералов (слюд, хлоритов, силлиманита) с проявлением округлых форм изометрических октаэдров в последней ассоциации. Чрезвычайно важны сростания

кристаллов – зёрен магнетита с агрегатами кристаллов – зёрен гематита, позволяющие проследить особенности перекристаллизации зернистых агрегатов гематита в восстановительной среде до магнетита, который образует сначала скелетоподобные, затем идиоморфные выделения. По данным микрозондового анализа содержание Fe в минерале колеблется от 71,0 до 72,4%, что позволяет предполагать образование в срезах с пониженным его содержанием фазы маггемита.

Среди нерудных минералов особое значение приобретают вторичные метаморфические и метасоматические изменения (перекристаллизация с изменением размеров выделений, реакции замещения по силлиманиту, процессы серицитизации полевых шпатов, образование сложных агрегатов слюд, хлоритов и других минералов), которые по-разному проявлены во всех типах руд.

*Зублюк Екатерина Владимировна,*  
заведующий отделом  
vims-zublyuk@mail.ru

*Прудников Илья Александрович,*  
ведущий специалист  
prudnikov@gmail.com

*Агеев Юрий Леонидович,*  
заместитель генерального директора  
ageev@sibgk.ru

## COMPOSITIONAL FEATURES OF FERRUGINOUS QUARTZITES, TONOD AREA

E.V.Zublyuk,  
I.A.Prudnikov,  
Yu.L.Ageev

*The paper reviews petrographic and mineralogical features of ores and ore-hosting rocks from the best studied ore occurrences in the area: Chistoye and Yazovskoye, based on the analysis of extensive factual data including results of previous works (1982) as well as prospecting (2013–2015) within Tonod area of Vitim iron district. The detailed analysis of ores and ore-hosting rocks can be used to deal with issues related to prediction of processing technology for Tonod ores and those of similar geological and economic types.*

*Key words: Tonod area, Medvezhevsk suite, ferruginous quartzites, ores, ore minerals, magnetite, hematite.*

## ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И БЛАГОРОДНОМЕТАЛЬНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ КОЙКАРСКОГО СИЛЛА, КАРЕЛИЯ

И.Л.Олейник

ООО «Индустрия»,  
г. Петрозаводск

Л.В.Кулешевич,

ФГБУН Институт геологии Карельского научного  
центра РАН,  
г. Петрозаводск

*К верхней части стратифицированного титаномагнетитового горизонта в габбродолеритах Койкарского силла в Центральной Карелии приурочена благороднометальная минерализация. Рассматриваются петрохимические особенности пород и состав Ti-Fe-окисных руд. Благороднометальная минерализация локализуется вблизи границы перехода меланократовых габбродолеритов к субщелочным диоритам и тяготеет к верхней части наиболее богатых титаномагнетитовых руд. Элементы платиновой группы, входящие в арсениды, сульфиды, теллуриды, станниды, и золото ассоциируют с малосульфидной медной минерализацией (1–4%) и образуют протяжённую стратифицированную залежь со средним содержанием суммы благородных металлов 1–3 г/т. Открыто месторождение комплексных благороднометальных руд Викша.*

*Ключевые слова: Койкарский силл, габбродолериты, титаномагнетитовые руды, элементы платиновой группы, платиноиды, золото, Карелия.*

В создании минерально-сырьевой базы элементов платиновой группы (ЭПГ) Карелии большое значение имеет оценка новых и переоценка ранее известных, в частности, железоокисных малосульфидных типов руд, приуроченных к силлам габбродолеритов палеопротерозойского возраста [3, 7]. Палеопротерозойский рифтогенез на Фенноскандинавском щите сопровождался возникновением глубинных разломов, поднятием мантийного диапира и многоактным проявлением базитового магматизма [8]. Данные события произошли в следующей последовательности: внедрение расслоенных интрузий (2,5–2,3 млрд лет), формирование интракратонных бассейнов, выполненных осадками и базальтами ятулийского возраста (2,3–2,0 млрд лет), завершение мантийной активизации коры (2,0–1,95 млрд лет). В Центральной Карелии на по-

следнем этапе накапливались карбонатсодержащие, аргиллитовые и черносланцевые толщи, развивался базальтоидный интрузивный магматизм людиковийского надгоризонта. В это время (1,983 млрд лет) в западном и восточном бортах Онежской структуры внедряются Пудожгорский и Койкарско-Святнаволоцкий (далее Койкарский) силлы габбродолеритов [4]. Габбродолеритовый магматизм (траппового типа) приурочен к континентальным рифтогенным структурам центральной части Карелии. С силлами связано титаномагнетитовое и малосульфидное платинометалльное оруденение [2, 3, 5–7]. Койкарское титаномагнетитовое месторождение обнаружено в прошлом веке и оценено геологами СЗГУ под руководством С.И.Зака (1955 г.). Оно приурочено к пластовой интрузии габбродолеритов, которая прослеживается от пос. Кой-

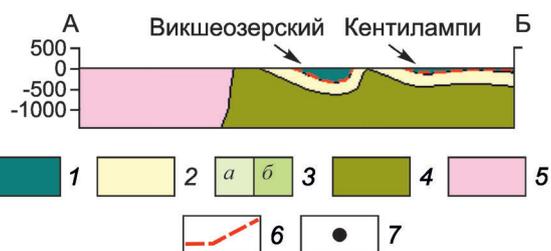
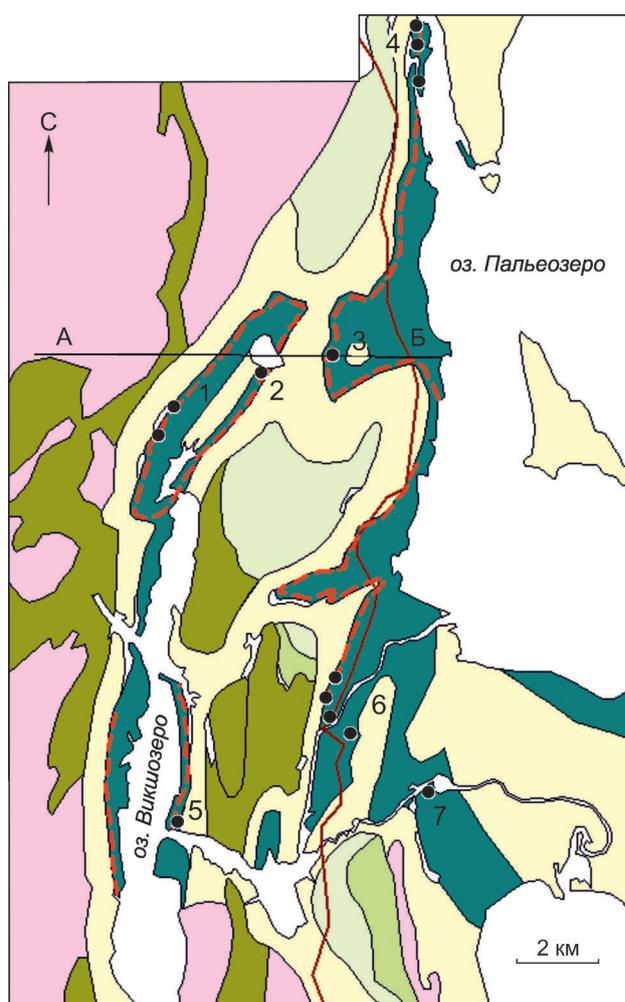


Рис. 1. Схема геологического строения Койкарского силла, построена с использованием материалов С.И.Зака (1955 г.), ООО «Семченское Золото» (2015 г.):

1 – габбродолериты; 2 – отложения ятулийского надгоризонта (кварцевые конгломераты, гравелиты, базальты, карбонатные толщи); 3 – конгломераты (а) и андезибазальты (б) сумийско-сариолийского надгоризонта; 4 – лопийский надгоризонт; 5 – нерасчлещённые граниты; 6 – титаномагнетитовый и совмещённый с ним благороднометалльный горизонт; 7 – места отбора образцов (участки: 1 – Каллиево, 2, 3 – К-602, Кентилампи, 4 – Святнаволок, Шитолампи, 5 – Койкары, 6 – пос. Гирвас, «вулкан», карьер Койкарский, 7 – Порр-порог); месторождение ЭПГ Викша: участки Викшеозерский, Кентилампи

кары до пос. Святнаволок и северного берега оз. Пальеозеро (рис. 1). Протяжённость Койкарского силла ~20 км, мощность 120–150 м. Рудный титаномагнетитовый горизонт проявлен практически по всей его длине [3].

Содержание титаномагнетита и ильменита в габбродолеритах изменяется от 5–6% в подрудном горизонте до 20–25% в нижней части рудного горизонта и 40–45% в центральной части рудной залежи. В Викшеозерской зоне выделены три рудных тела, Пальеозерской – четыре (длина 0,6–8 км, мощность 2–10 м), прослеженные бурением на глубину 400 м, со средним содержанием  $Fe_{вал}$  в рудах ~23,  $TiO_2$  4,0–12,62 (в среднем 6),  $V_2O_5$  0,32% [3]. Запасы титаномагнетитовых руд составляют 314,1 млн т, однако по основным компонентам во второй половине XX в. они были отнесены к забалансовым. Извлечение ильменита из титаномагнетита в

титановый концентрат возможно в том случае, если размер его зёрен превышает 0,3 мм.

Впоследствии в титаномагнетитовых рудах были отмечены платиноиды. В 1985–1987 гг. в результате поисково-ревизионных работ на Пудожгорском месторождении титаномагнетитовых руд сотрудниками ЦНИГРИ выявлены повышенные концентрации золота и платиноидов (и их минеральные формы), ассоциирующие с убоговкрапленной медной минерализацией, дана рекомендация ПГО «Севзапгеология» для проведения работ по оценке месторождения на благородные металлы. Также был выделен новый тип Pt-Cu-содержащих шлирово-вкрапленных титаномагнетитовых руд (материалы представлены на XXXI сессии Международного геологического конгресса и в информационно-аналитическом обзоре под редакцией А.И.Кривцова, 2001). Работами 1999–2002 гг. ИГ КарНЦ РАН (Н.Н.Трофимов, А.И.Голубев) в титаномагнетитовых рудах Пудожгорского месторождения и Койкарско-Святнаволоцкой интрузии найдены благородные металлы (Pt, Pd, Au), для Пудожгорского месторождения оценены их ре-

сурсы (Н.Н.Трофимов, 2002 г.). В ходе поисково-разведочных работ (2012–2015 гг.) на Койкарской площади, осуществлённых компанией «Семченское Золото», установлено, что благороднометальная минерализация тяготеет к верхней части титаномагнетитового горизонта, содержащего до 1–4% сульфидов, кроме того, разведаны и утверждены запасы месторождения Викша.

В задачи настоящей работы входило изучение строения и петрохимических особенностей пород силла, типоморфных геохимических характеристик всех выделяемых дифференциатов пород и руд, выяснение содержаний и характера распределения главных рудогенных элементов, микрокомпонентов и закономерностей локализации ЭПГ, определение минеральных ассоциаций благородных металлов. Благородные металлы определялись пробирным методом со спектральным окончанием в Аналитическом центре ЦНИГРИ (г. Москва, г. Тула), а также в ООО «Стюарт Геокемикл энд Эссей» с последующим исследованием методом атомно-эмиссионной спектроскопии с индуктивно связанной плазмой (г. Санкт-Петербург); платиноиды, малые и редкоземельные элементы – атомно-абсорбционным и ICP-MS анализами в ИГ КарНЦ РАН (г. Петрозаводск), ЗАО «РАЦ МИА» (г. Санкт-Петербург) и по скважине – ICP-OES методом в ООО «Геоэкохим» (г. Санкт-Петербург).

*Петрографические и петрохимические особенности пород.* Койкарский силл представляет собой пластовую интрузию в западном борту более крупной Онежской структуры. Он внедрился между ятулийскими базальтами и вышезалегающими карбонатсодержащими толщами или кварцитопесчаниками, имеет субмеридиональное простирание и складчатое синклинорное строение с пологим залеганием и падением западных крыльев складок на восток под углом 20–30° (см. рис. 1, разрез АБ). Койкарский участок представлен синклинальными структурами более мелкого порядка среди архейских толщ.

Среди вмещающих карбонатов, кварцитопесчаников и базитовых толщ силл хорошо выделяется по повышенной магнитности пород. Дифференцирован на габбровую и диоритовую фазы (габбродолериты и субщелочные диориты – кварцевые диориты). Кроме того, выделяются и более дробные зоны верхнего и нижнего эндоконтактов, подрудная и рудная титаномагнетитовая, надрудная, гранофировая, так-

ситовая зоны, а также зоны с сульфидной минерализацией и ЭПГ. Внедряясь в карбонатные толщи, габбродолериты вызывают в них метасоматические изменения – хлоритовые, актинолитовые, иногда с пиритом; субщелочные диориты сопровождаются биотитизацией, альбитизацией, иногда с турмалином, вкрапленно-прожилковыми пиритом и халькопиритом. В ятулийских кварцевых конгломератах Койкарской структуры под влиянием растворов, отделяющихся от внедряющегося силла, наблюдаются гематитизация и обогащение REE.

Габбродолериты – массивные, мелко-, среднезернистые чёрные мелано- и мезократовые породы. В лейкократовых и такситовых зонах они содержат эвтектические (гранофировые) сростания плагиоклаза и кварца. В зоне закалки породы более массивные, тонкозернистые, по химическому составу близки к среднему составу мезократовых габбро (табл. 1, 2). Минеральный состав габбродолеритов, %: моноклинный пироксен и амфибол по нему (50–55), плагиоклаз (40–35), биотит (до 1–2), вторичные минералы (до 3–10). Содержание титаномагнетита в породах 5–25%, в богатых рудных горизонтах возрастает до 25–45%, количество сульфидов обычно не превышает 1–4% (Cu 0,06–0,5%). В гранофировых сростаниях встречаются альбит, кварц (1–2%) и большее количество апатита (до 1–2%). Акцессорные минералы представлены бадделейтом, цирконом, монацитом, вторичные – актинолитом, эпидотом, хлоритом, альбитом. Циркон выделяется после бадделейта и обрастает его.

Первичный моноклинный пироксен в меланократовых габбродолеритах представлен диопсид-геденбергитовым рядом. Он сохраняется в наиболее массивных разностях и реликтах изменённых (амфиболизированных) пород и рудных зон. Пироксен частично или полностью замещён роговой обманкой и незначительно вторичным актинолитом и хлоритом. Амфибол развит наиболее широко, в рудных титаномагнетитовых горизонтах он обычно присутствует в виде тёмно-зелёной подщелоченной кальциевой роговой обманки с примесью Na, K и повышенными концентрациями Cl (1,6–3%). Хлор в небольшом количестве содержится также в биотите (Cl до 2,16%), апатите (F ~4, Cl ~0,3%) и более поздних актинолитах (Cl до 0,3–0,7%). В рудных габбродолеритах биотит ассоциирует с

1. Химический состав пород Койкарского силла, мас. %

| Компоненты                          | 1     | 2     | 3     | 4     | 5     | 6     | 7     | 8     | 9     | 10    |
|-------------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO <sub>2</sub>                    | 37,50 | 27,42 | 29,62 | 47,2  | 46,20 | 47,16 | 52,48 | 56,24 | 59,04 | 48,1  |
| TiO <sub>2</sub>                    | 5,05  | 7,8   | 7,36  | 2,10  | 2,64  | 2,68  | 1,96  | 2,06  | 1,84  | 2,07  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>      | 14,06 | 10,22 | 8,99  | 11,72 | 11,83 | 13,22 | 11,78 | 11,70 | 11,92 | 12,3  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>      | 10,31 | 17,70 | 17,40 | 7,85  | 6,70  | 4,77  | 13,27 | 8,10  | 8,78  | 3,96  |
| FeO                                 | 17,67 | 23,56 | 23,85 | 5,17  | 10,05 | 12,21 | 6,32  | 6,75  | 4,52  | 13,3  |
| MnO                                 | 0,229 | 0,303 | 0,281 | 0,150 | 0,369 | 0,311 | 0,133 | 0,210 | 0,095 | 0,21  |
| MgO                                 | 3,13  | 3,40  | 3,30  | 12,14 | 6,92  | 4,48  | 1,77  | 2,18  | 1,72  | 5,70  |
| CaO                                 | 6,57  | 4,82  | 4,74  | 4,70  | 7,31  | 6,08  | 3,76  | 4,63  | 4,41  | 7,70  |
| Na <sub>2</sub> O                   | 2,58  | 1,39  | 1,51  | 2,79  | 3,12  | 3,77  | 6,06  | 5,20  | 6,00  | 2,56  |
| K <sub>2</sub> O                    | 0,65  | 0,65  | 0,68  | 0,35  | 1,99  | 2,04  | 0,37  | 0,54  | 0,15  | 0,97  |
| H <sub>2</sub> O                    | 0,06  | 0,01  | 0,11  | 0,33  | 0,08  | 0,21  | 0,14  | 0,29  | 0,05  | 0,19  |
| ППП                                 | 1,91  | 2,08  | 1,99  | 4,84  | 2,37  | 2,37  | 0,90  | 1,26  | 0,65  | 2,49  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>       | 0,16  | 0,22  | 0,08  | 0,25  | 0,34  | 0,26  | 0,63  | 0,63  | 0,63  | 0,27  |
| Σ                                   | 99,88 | 99,57 | 99,91 | 99,59 | 99,92 | 99,56 | 99,57 | 99,79 | 99,81 | 99,87 |
| alk, %                              | 3,23  | 2,04  | 2,19  | 3,14  | 5,11  | 5,81  | 6,43  | 5,74  | 6,15  | 3,53  |
| Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O  | 4,0   | 2,1   | 2,2   | 8,0   | 1,6   | 1,8   | 16,4  | 9,6   | 40,0  | 2,6   |
| al'                                 | 0,45  | 0,23  | 0,20  | 0,47  | 0,50  | 0,62  | 0,55  | 0,69  | 0,79  | 0,54  |
| ΣFeO+Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 27,98 | 41,26 | 41,25 | 13,02 | 16,75 | 16,98 | 19,59 | 14,85 | 13,3  | 17,26 |
| K <sub>φ</sub> , %                  | 89,9  | 92,4  | 92,6  | 51,7  | 70,8  | 79,1  | 91,7  | 87,2  | 88,5  | 75    |
| F <sub>φ</sub> , %                  | 36,8  | 42,9  | 42,2  | 60,3  | 40,0  | 28,1  | 67,7  | 54,5  | 66,0  | 22,9  |
| K <sub>2</sub> O/TiO <sub>2</sub>   | 0,13  | 0,08  | 0,09  | 0,17  | 0,75  | 0,76  | 0,19  | 0,26  | 0,08  | 0,47  |
| Образцы                             | Кен1  | Кен2  | Кен3  | Ги1   | Ги5   | Ги7   | Ги9   | Ги8   | Ги6   | Кср   |

Примечание. 1–3 – меланократовое рудное габбро (титаномагнетитовое); 4–6 – мезократовый габбродолерит; 7–9 – субщелочные диориты – кварцевые диориты; 10 – зона закалки, подрудный горизонт.  $K_{\phi} = (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3) \cdot 100 / (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO})$ ;  $F_{\phi} = \text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 100 / (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO})$ ;  $al' = \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO})$ .

ильменитом-2, его количество несколько больше, чем в безрудных породах. Основной плагиоклаз габбродолеритов обычно раскислен до андезина (Ca 9,04–5,39, Na 2,77–4,72%), при этом он также замещается эпидотом и альбитом (Na 7,45–8,22, Ca 1,85–0,66%). Наличие Cl, F и OH-содержащих минералов в рудном горизонте меланократовых габбро указывает на высокую флюидонасыщенность магматического расплава на стадии рудоотложения и повышенное содержание Cl в гидротермальных растворах, обусловивших амфиболизацию пород.

Рудный титаномагнетитовый горизонт общей мощностью ~20 м выделяется как стратифицированный. Он прослеживается практически по всей длине силла, наиболее богатая рудная часть располагается выше его подошвы на 33–36 м. Благороднометальная зона, как было установлено благодаря бурению и опробованию керна, находится несколько выше – на 38–42-м метре от подошвы силла.

Титаномагнетит образует октаэдрические и полые скелетные кристаллы (рис. 2, а, г). Содержит от 3,3 до 16,7% Ti и является основным концентратом V. При остывании интрузивного тела избыточный титан из титаномагнетита

сначала выделяется в форме пластинок – лемеллей ильменита-1, ориентированных по трещинкам отдельности, затем при последующих гидротермально-метаморфических преобразованиях образуются сегрегации ильменита-2 в виде неправильных зёрен и овальных стяжений (см. рис. 2, б, в). Ильменит накапливает Mn. Ильменит-2 появляется на стадии изменения породы, сопровождавшейся образованием подщелоченной роговой обманки. Образование более поздних актинолита и хлорита в локальных участках (чаще в диоритах) приводит к появлению титанита.

Субщелочные диориты – породы среднезернистые, массивные, имеют красновато-чёрный цвет, долеритовую структуру, по минеральному составу относятся к роговообманковым или биотитсодержащим. Слагают верхний горизонт силла, установлены в восточной части площади, иногда образуют самостоятельные тела, секущие вмещающие толщи. Породы содержат идиоморфные лейсты плагиоклаза (представленного альбитом), роговую обманку, биотит, кварц. В них увеличивается количество таких акцессорных минералов, как циркон, монацит, ксенотим, иногда появляется торит. В гранофировых зонах

2. Содержание микрокомпонентов в габбродолеритах и вмещающих их породах, ppm

| Компоненты | 1     | 2     | 3     | 4       | 5      | 6      | 7      | 8      | 9      | 10    |
|------------|-------|-------|-------|---------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|
| Li         | 25,83 | 21,95 | 20,97 | 44,14   | 45,82  | 38,97  | 34,72  | 3,08   | 10,74  | 40,09 |
| Sc         | 22,66 | 22,22 | 18,72 | 28,75   | 27,75  | 31,95  | 40,5   | 24,66  | 25,74  | 3,52  |
| V          | 2129  | 3221  | 2922  | 2703    | 794,9  | 393,4  | 576,4  | 9,93   | 16,06  | 109,0 |
| Cr         | 12,81 | 12,71 | 7,2   | н       | н      | н      | 31,15  | 15,95  | н      | 19,41 |
| Co         | 82,71 | 110,3 | 99,2  | 84,85   | 58,41  | 38,63  | 49,30  | 19,59  | 20,13  | 6,80  |
| Ni         | 139,5 | 199,7 | 176,2 | 178,9   | 53,53  | 36,93  | 49,76  | 12,39  | 6,30   | 69,32 |
| Cu         | 634,8 | 621,9 | 636,1 | 328,5   | 1027,8 | 247,5  | 95,10  | 78,10  | 105,23 | -     |
| Zn         | 259,2 | 384,2 | 319,6 | 157,95  | 141,03 | 194,38 | 247,53 | 50,17  | 117,38 | 20,82 |
| Rb         | 18,1  | 24,64 | 26,15 | 43,10   | 41,26  | 99,62  | 100,40 | 3,08   | 14,0   | 0,6   |
| Sr         | 135,3 | 67,75 | 69,22 | 93,26   | 159,74 | 98,13  | 130,63 | 72,31  | 48,97  | 5,82  |
| Y          | 31,44 | 21,55 | 21,78 | 31,27   | 43,32  | 43,04  | 58,67  | 122,59 | 105,24 | 3,90  |
| Zr         | 111,9 | 61,37 | 66,66 | 110,57  | 185,74 | 195,10 | 180,61 | 681,89 | 587,14 | 35,88 |
| Nb         | 7,612 | 9,196 | 9,058 | 11,45   | 12,34  | 10,63  | 12,83  | 31,86  | 26,53  | 0,89  |
| Mo         | 0,9   | 0,933 | 0,822 | 0,79    | 0,8    | 0,25   | 0,74   | 1,18   | 0,52   | -     |
| Ag         | 0,242 | 0,195 | 0,176 | -       | 0,13   | 0,22   | 0,29   | 0,81   | 0,64   | -     |
| Sn         | 2,503 | 2,264 | 2,402 | -       | -      | -      | -      | -      | -      | -     |
| Sb         | 0,172 | 0,152 | 0,094 | -       | -      | -      | -      | -      | -      | -     |
| Te         | 1,873 | 1,436 | 1,485 | -       | -      | -      | -      | -      | -      | -     |
| Cs         | 0,965 | 1,953 | 2,272 | 3,36    | 2,43   | 9,41   | 13,23  | 0,09   | 0,92   | 0,07  |
| Ba         | 138,7 | 168,3 | 163,2 | 360,69  | 350,51 | 327,44 | 204,64 | 66,0   | 126,52 | 24,80 |
| La         | 10,05 | 6,734 | 6,992 | 11,24   | 15,62  | 15,18  | 21,2   | 40,26  | 36,29  | 1,47  |
| Ce         | 24,05 | 16,58 | 17,29 | 26,39   | 37,67  | 33,42  | 50,98  | 99,90  | 78,78  | 2,74  |
| Pr         | 3,275 | 2,344 | 2,35  | 3,60    | 5,23   | 5,03   | 6,80   | 13,78  | 11,46  | 0,39  |
| Nd         | 15,2  | 11,1  | 11,15 | 17,09   | 24,67  | 22,69  | 31,40  | 64,59  | 51,03  | 1,81  |
| Sm         | 4,527 | 3,245 | 3,277 | 4,68    | 6,60   | 6,63   | 8,24   | 18,21  | 16,07  | 0,40  |
| Eu         | 1,414 | 1,01  | 0,998 | 1,48    | 2,07   | 2,34   | 2,44   | 4,75   | 4,16   | 0,07  |
| Gd         | 5,693 | 4,088 | 4,231 | 4,72    | 6,63   | 8,26   | 10,37  | 22,57  | 19,94  | 0,57  |
| Tb         | 0,908 | 0,659 | 0,679 | 0,93    | 1,30   | 1,39   | 1,70   | 3,63   | 3,33   | 0,09  |
| Dy         | 5,412 | 4,012 | 4,136 | 5,85    | 8,19   | 8,90   | 11,11  | 23,27  | 21,01  | 0,73  |
| Ho         | 1,205 | 0,876 | 0,924 | 1,18    | 1,70   | 1,82   | 2,26   | 4,70   | 4,34   | 0,14  |
| Er         | 3,507 | 2,542 | 2,598 | 3,44    | 4,91   | 5,34   | 6,70   | 13,71  | 12,70  | 0,40  |
| Tm         | 0,65  | 0,511 | 0,512 | 0,46    | 0,68   | 0,75   | 0,91   | 1,92   | 1,79   | 0,06  |
| Yb         | 3,508 | 2,668 | 2,733 | 3,06    | 4,73   | 4,80   | 5,22   | 12,50  | 11,52  | 0,43  |
| Lu         | 0,456 | 0,302 | 0,303 | 0,39    | 0,62   | 0,68   | 0,78   | 1,78   | 1,63   | 0,06  |
| Hf         | 3,048 | 1,511 | 1,718 | 2,77    | 4,67   | 7,25   | 6,15   | 19,25  | 19,74  | 1,20  |
| Ta         | 0,598 | 0,67  | 0,65  | 1,06    | 1,12   | 1,14   | 1,12   | 2,70   | 2,69   | 0,25  |
| Pb         | 5,016 | 8,395 | 7,107 | 18,98   | 14,98  | 3,69   | 3,34   | 4,46   | 10,51  | 0,87  |
| Bi         | 0,227 | 0,215 | 0,189 | -       | 0,04   | 0,08   | 0,07   | -      | 0,03   | -     |
| Th         | 1,998 | 1,193 | 1,3   | 1,60    | 2,54   | 2,82   | 3,18   | 9,16   | 0,50   | 5,19  |
| U          | 0,298 | 0,178 | 0,188 | 0,34    | 0,43   | 7,55   | 0,76   | 1,79   | 1,47   | 0,38  |
| ΣREE       | 79,86 | 56,67 | 58,17 | 84,50   | 120,61 | 117,22 | 160,77 | 325,56 | 274,05 | 9,36  |
| Образцы    | Кен1  | Кен2  | Кен3  | Кой17/1 | Кой17  | ПП1    | Ги5    | Ги6    | ПП2    | Ги2   |

Примечание. 1–4 – меланократовые рудные габбродолериты (титаномагнетитовые); 5–7 – мезократовые габбродолериты (6, 7 – биотитизированные); 8, 9 – субщелочные диориты; 10 – метабазаальт хлоритизированный; н – нет данных; прочерк – ниже предела обнаружения.

встречаются тонкие «червеобразные» прорастания кварца и альбита, редко калиевый полевой шпат. По темноцветным минералам развиваются вторичный актинолит, хлорит, ильменит замещается титанитом.

Лейкократовые породы (субщелочные диориты – кварцевые диориты) красноватого цвета в связи с окраской альбита, содержащего примеси окисленного железа, меланократовые разновидности – красновато-чёрного за счёт повышенно-

го количества биотита. Породы обычно имеют высокую Na-щёлочность, низкую железистость, но высокую степень окисления железа (см. табл. 1). Магнетит, ильменит, титанит и гематит в них встречаются в количестве не более 1–4%.

*Геохимические особенности пород.* Среднее содержание SiO<sub>2</sub> в безрудных габбродолеритах составляет 46–47%, Σalk=2–3,2%, сумма Fe 13–19% (рис. 3, см. табл. 1, 2). Содержание TiO<sub>2</sub> в габбродолеритах достигает 2–2,7%, V 0,04–0,1%,

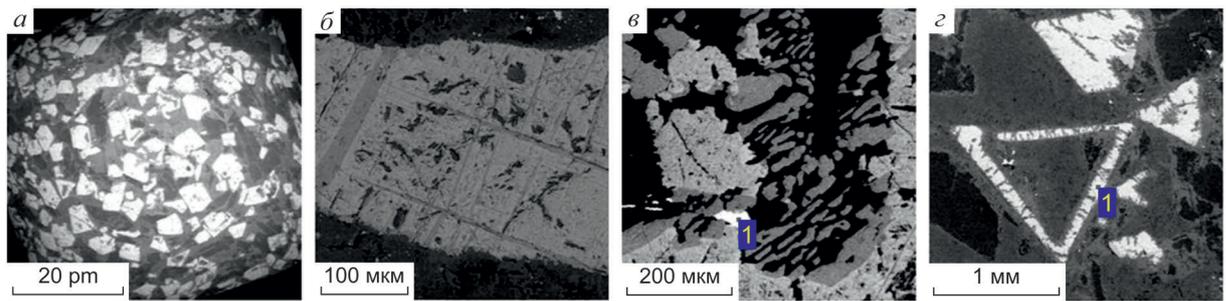


Рис. 2. Титаномагнетитовые руды:

*а* – богатая вкрапленная руда (обр. Кен3); *б* – ламелли ильменита-1 в титаномагнетите; *в* – халькопирит (1), ильменит-2 (тёмно-серый), магнетит (обр. Кен3); *г* – скелетные кристаллы титаномагнетита (1) (обр. 457-1)

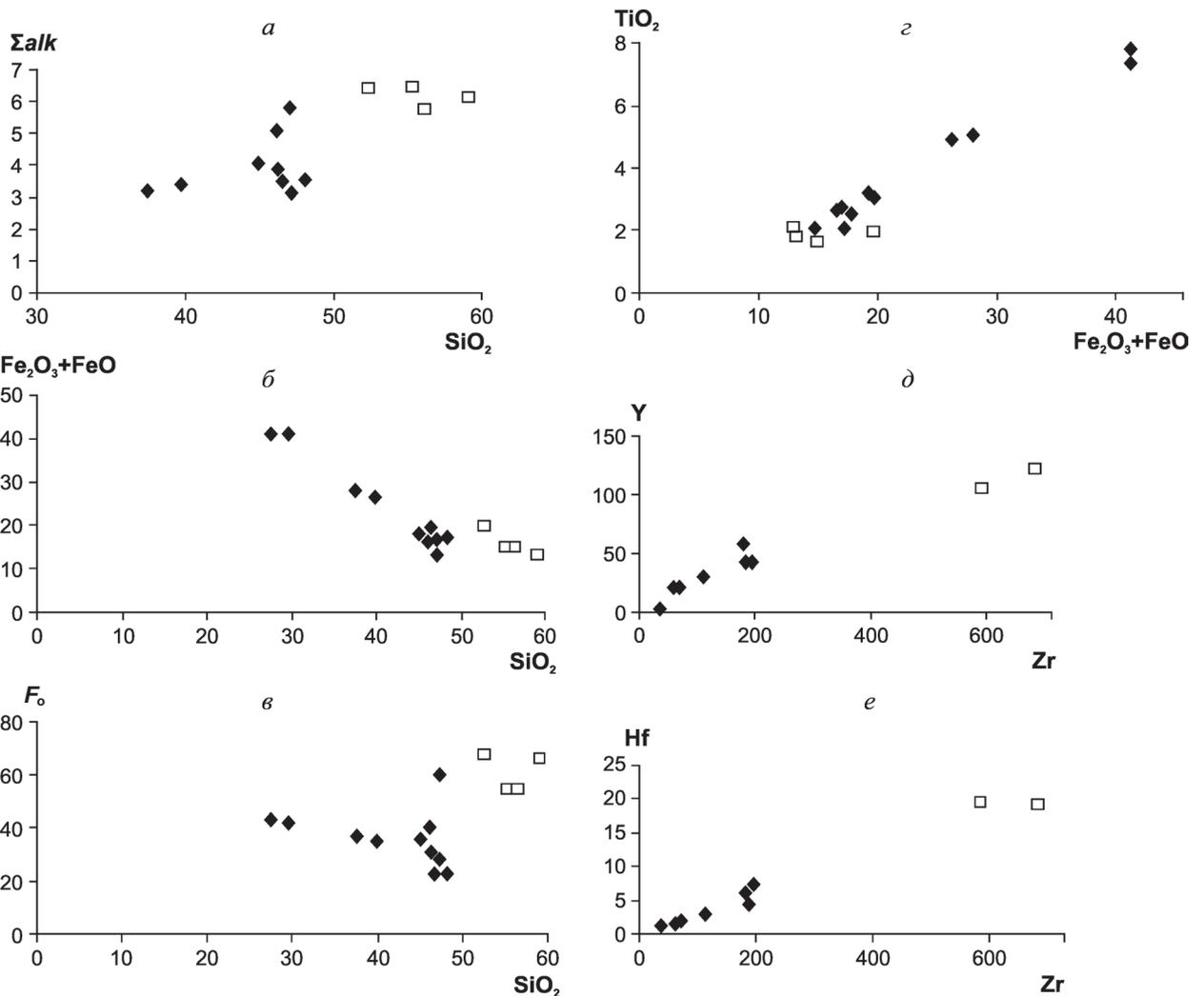


Рис. 3. Соотношение основных компонентов и некоторых редких элементов в дифференциатах Койкарского силла:

*а* –  $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ , %; *б* –  $\text{SiO}_2 - (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO})$ , %; *в* –  $\text{SiO}_2 - F_o$ , %; *г* –  $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}) - \text{TiO}_2$ , %; *д* –  $\text{Zr} - \text{Y}$ , ppm; *е* –  $\text{Zr} - \text{Hf}$ , ppm

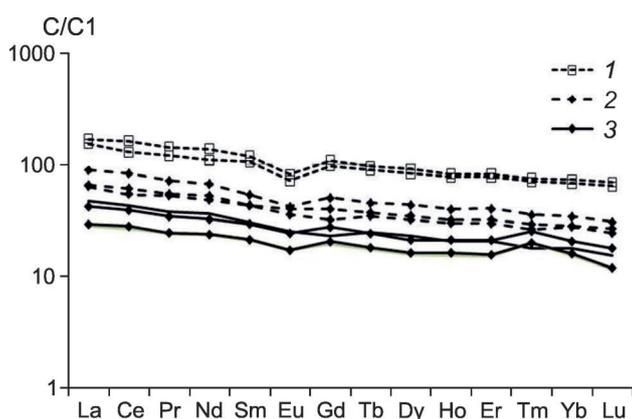


Рис. 4. Нормированное по хондриту (C1) распределение РЗЭ в габбродолеритах Койкарского силла:

1 – субщелочные диориты, 2 – мезократовые габбродолериты, 3 – габбродолериты рудные; C – концентрация элементов, ppm; C/C1 – нормированные значения (C1 – концентрация элементов в хондрите 1)

$\Sigma$ REE 117–160 ppm, Zr 110–195 ppm, Y 31–58 ppm. В породах с повышенным содержанием биота возрастает количество Li, Rb, Sr. В рудных габбродолеритах содержание  $\text{SiO}_2$  снижается до 27% (см. табл. 1), значительно увеличивается сумма железа ( $\Sigma(\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3)$ ) – до 40%. Содержание  $\text{TiO}_2$  повышается до 7,8, V – до 0,2–0,32%; концентрации некогерентных элементов и REE составляют: Zr 60–110, Y 20–30,  $\Sigma$ REE 56–80 ppm (см. табл. 2). В мезократовых и рудных габбродолеритах отмечаются несколько повышенные содержания Cu и сопутствующих ей элементов (Co, Ni, Zn, Sn, Pb, Bi), связанных с рассеянной вкрапленностью сульфидов и рудных минералов. Низкое содержание Cr (7–40 ppm) в рудных габбродолеритах связано с отсутствием среди дифференциатов силла более магнезиальных пород. Однако в подошве силла концентрация Cr (по K-602) увеличивается до 100–212 ppm, что в целом обусловлено большей основностью пород.

В субщелочных диоритах содержание  $\text{SiO}_2$  увеличивается до 53–57%,  $\Sigma alk=5,74$ –6,43%, количество  $\text{TiO}_2$  снижается и не превышает 2%, V ~0,001 ppm,  $\Sigma$ REE возрастает до 275–326, Zr достигает 590–680, Hf 20, Y 105–123 ppm. Относительно габбродолеритов повышаются содержания редкоземельных элементов Yb, Dy и незначительно Nb, Ta (см. табл. 1, 2).

Состав пород Койкарского силла ( $\text{SiO}_2$ , сумма щелочей,  $\Sigma$ Fe, Ti,  $K_f$ ,  $F_o$ , Y, Zr, Hf, REE, см. рис. 3) наиболее контрастно отражает его дифференциацию. Все дифференциаты силла относятся к низкоглинозёмистым породам натриевой серии (см. табл. 1). В мезократовых породах коэффициент железистости равен 52–79, в рудных увеличивается до 90–92,6%, степень окисленности железа ( $F_o$ ) 28–43%. Суммарная концентрация оксидов железа возрастает от 23 до 41,3% в рудных габбродолеритах. В лейкократовых субщелочных диоритах степень окисленности железа увеличивается до 54,5–67,7%, а суммарная концентрация оксидов железа снижается до 13–20%. По содержанию Zr, Hf, Y и  $\Sigma$ REE субщелочные диориты превышают мезократовые и рудные габбродолериты в 2–5 раз, что связано с присутствием в них большего количества бадделита, циркона, REE-фаз (см. табл. 2). Вмещающие их метабаазальты – породы интенсивно хлоритизированные, в отличие от пород силла они содержат более низкие концентрации Ti, V,  $\Sigma$ REE.

Геохимические спектры REE-элементов габбродолеритов и субщелочных диоритов, нормированные по C1 (хондриту 1), слабо дифференцированы, пологие и подобны между собой (рис. 4), что свидетельствует об общности образования пород. В субщелочных диоритах намечается небольшой Eu минимум за счёт отделения плагиоклаза.

Рудный титаномагнетитовый горизонт (по одной из разведочных скважин С-802) подсечён в интервале 210–233 м (23 м). Максимальные содержания  $\text{Fe}_t$  (до 48,5%), Ti (до 8,3%), V (до 0,16%) установлены в интервале 225–228 м. Результаты опробования керна позволили выявить следующие закономерности распределения рудогенных элементов (рис. 5). Концентрация Ti в рудном горизонте 3,6–8,3%, V 702–1602 ppm. Наиболее высокие для горизонта содержания Ni (130–158 ppm) и Co (61–68 ppm) связаны с редкой пирротиновой вкрапленностью (иногда с пламеневидным пентландитом в нём). Они приурочены к нижней части богатого титаномагнетитового горизонта (см. рис. 5).

Максимальные концентрации Cu (от 600 до 1167–1692 ppm) тяготеют к верхней части рудного титаномагнетитового горизонта (к интервалу 210–220 м) с максимальными значениями на глубине 216–219 м, где и устанавливаются

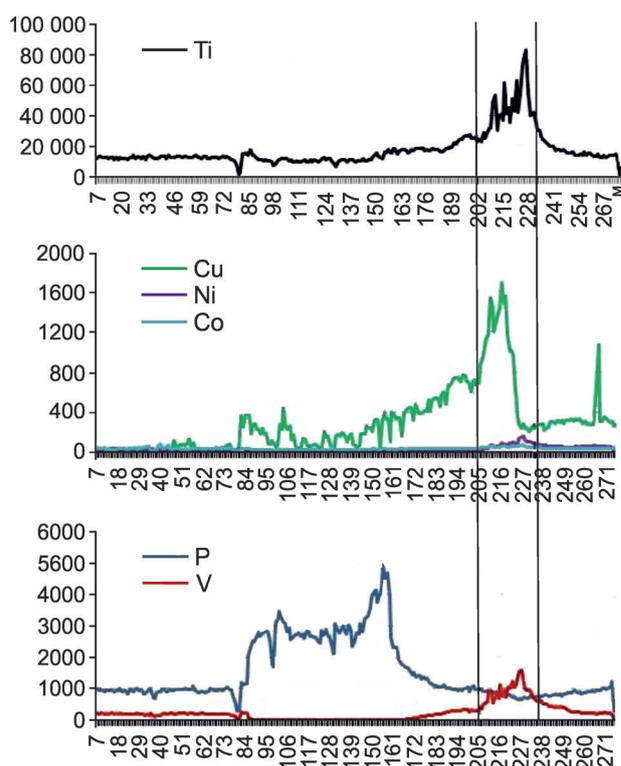


Рис. 5. Содержание Ti, P, V, Cu, Ni, Co в габбродолеритах месторождения Викша (скв. С-802), ppm

максимальные суммарные значения платиноидов. Содержание S в этом малосульфидном титаномагнетитовом горизонте не превышает 0,1–0,5% (среднее 0,24%). Максимальное содержание S (0,88%) по скв. 802 определено в верхней лейкократовой части силла, где коррелируется с Co и связано с более поздней наложенной вкрапленностью пирита.

Концентрации P в габбродолеритах низкие и не превышают 0,38–0,5% (С-802, интервал 150–159 м, см. рис. 5). Фосфор тяготеет к гранофировым частям силла, где встречается вкрапленность апатита в количестве не более 0,5–1%. Апатитовая минерализация несколько удалена от рудного титаномагнетитового горизонта.

*Благороднометальная минерализация* на Викшеозерском участке в западной части Койкарского силла отмечена в рудных габбродолеритах в виде вкрапленности микронного размера от 1–3 до 10–15 мкм в ассоциации с сульфидами. Сульфиды (1–4%) представлены халькопиритом, борнитом, реже встречаются галенит, сфалерит (Fe 1–3%), иногда клаусталит, очень редко науманнит. Сульфиды меди размером

до 0,1–1 мм. Среди более поздних сульфидов, обычно выделяющихся в тонких прожилках или вкрапленности, иногда наблюдаются пирит и халькопирит-2.

Pt-Pd минералы образуют удлинённые, округлые или неправильные кристаллы, зёрна и их срастания (рис. 6). Выделяются в силикатах – пироксене и амфиболе, в срастании друг с другом и с халькопиритом и в целом тяготеют к зоне с рассеянной медной сульфидной минерализацией. Тонкодисперсное золото встречается редко, обычно оно образует тонкие срастания с платиноидами.

Содержания благородных металлов в габбродолеритах (эндоконтактовых, мезократовых и рудных зонах) колеблются, в рудной зоне составляют, г/т: 0,022–0,8 Pt, 0,026–2,4 Pd, <0,003 Rh, 0,9–3 ΣЭПГ, до 0,008–2,3 Au (данные авторов и [1]). Максимальные значения благородных металлов тяготеют к верхним зонам богатых рудных горизонтов габбродолеритов. С платиноидами коррелируются As, Sb, Te, Sn, образующие с ними соответствующие минералы, несмотря на невысокие концентрации этих элементов (см. табл. 2). Содержание в рудных габбродолеритах, ppm: 2,4–4,8 As, 2,26–2,5 Sb, 1,5–1,9 Te, ~0,2 Bi, 2,3–2,5 Sn.

В северной и северо-восточной частях месторождения Викша (на участке Кентилампи) в рудной зоне непосредственно установлены такие платиноиды, как палладоарсенид, паларстанид, брэггит, винцентит, сперриллит, арсенопалладинит, мончеит и тонкие срастания платиноидов с золотом (табл. 3). Реже (в канаве К-602) встречается изомертиит (11,3–11,06 As, 72,85–73,35 Pd, 15,84–15,59% Sb). В центральной и южной частях месторождения (участок Каллиев) платиноиды также выделяются в срастании друг с другом и иногда с золотом. Они представлены сперриллитом, изомертиитом, Te-изомертиитом, палладоарсенидом, Sn-или Sb-Te арсенопалладинитом, высокопалладиевым арсенопалладинитом, стиллуотеритом, станнопалладинитом, тетрагональными Pd-Pt станнидами (масленицковит?), паларстанидом, мончеитом, котульскимитом (табл. 4). Наиболее распространены хорошо огранённые кристаллы сперрилита, арсенидов палладия и их сростки (см. рис. 6, е–з). Редко отмечаются холлингвортит, Rh улавливается также в сперрилите. В наиболее богатых титаномагнетитовых горизонтах

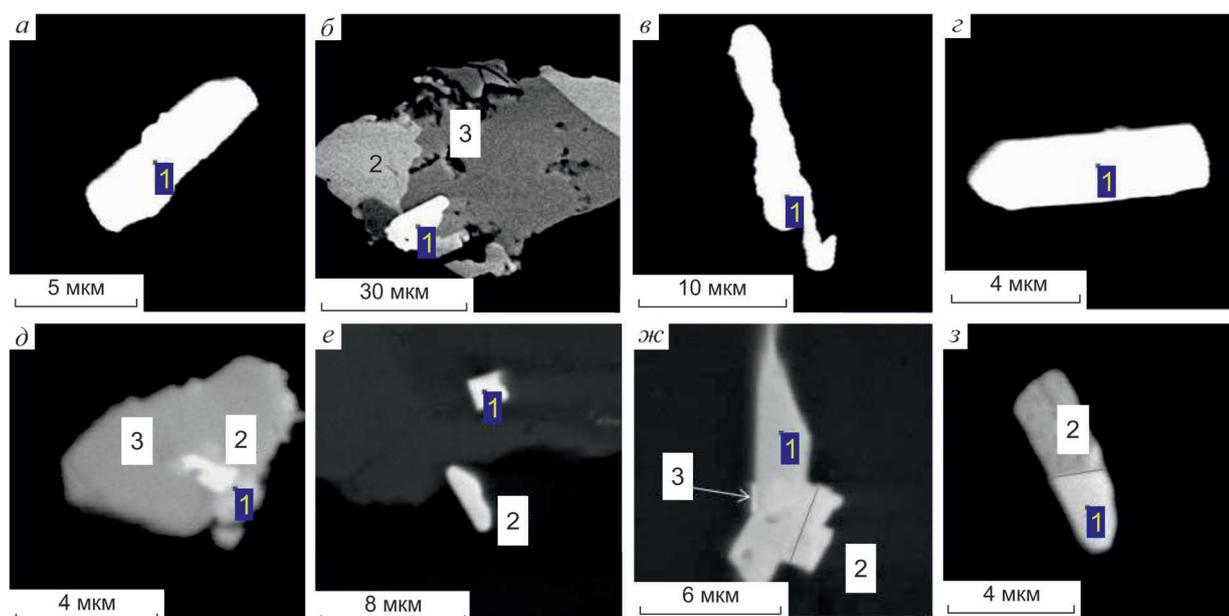


Рис. 6. Морфология минералов благородных металлов в Fe-Ti-O рудах в габбро-долеритах месторождения Викша:

участок Северный Викшеозерский (Кентилампи): а – палладоарсенид (обр. Кен1-1), б – брэггит (1), халькопирит (2), борнит (3) (обр. Кен2-14), в – сперрилит (обр. Кен2-5), г – паларстанид (обр. Кен3), д – сростание золота (1), сперрилита (2) в арсенопалладините (3) (обр. Кен 3а-7); участок Южный Викшеозерский (Каллиево): е – сперрилит (1), палладоарсенид (2) (обр. 451-14), ж – сростание изомертиита (1), сперрилита (2), тонкодисперсного Au (3) (обр. 451-6-3), з – сростание сперрилита (1), палладоарсенида (2)

### 3. Pd-Pt минералы северной части месторождения Викша (участок Кентилампи), %

| Элементы | 1     | 2     | 3     | 4     | 5     | 6     | 7     | 8     | 9     | 10    | 11    | 12    | 13    | 14    |
|----------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Pd       | 71,87 | 60,58 | 69,16 | 68,16 | 30,60 | 30,43 | 43,08 | 75,0  | 76,82 | 78,34 |       |       | 84,36 |       |
| Pt       |       | 11,63 |       | 7,58  | 43,30 | 42,54 | 22,79 |       |       |       | 57,14 | 54,20 |       | 42,44 |
| Rh       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       | 2,02  |       |       |
| As       | 23,49 | 20,34 | 11,61 | 7,68  |       |       |       | 12,60 | 9,34  | 9,27  | 42,86 | 40,71 | 15,64 |       |
| S        |       |       |       |       | 21,03 | 21,61 | 23,54 |       |       |       |       | 0,86  |       |       |
| Te       |       |       |       |       |       |       |       | 8,10  | 10,65 | 7,12  |       |       |       | 57,56 |
| Sn       |       | 3,44  | 19,24 | 13,34 |       |       |       |       | 3,20  | 3,72  |       |       |       |       |
| Sb       |       |       |       |       |       |       |       | 2,92  |       |       |       |       |       |       |
| Bi       |       |       |       | 0,51  |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |
| Au       | 3,29  |       |       | 2,73  |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |
| Ni       |       |       |       |       | 5,08  | 5,42  | 9,95  |       |       |       |       |       |       |       |
| Fe       |       |       |       |       |       |       | 0,63  | 1,38  |       | 1,56  |       | 2,21  |       |       |
| Σ        | 98,65 | 100   | 100   | 100   | 100   | 100   | 100   | 100   | 100   | 100   | 100   | 100   | 100   | 100   |
| Образцы  | Кен1  | Кен3  | Кен1  | Кен3  | Кен1  | Кен1  | Кен2  | Кен1  | Кен2  | Кен3  | Кен1  | Кен1  | Кен2  | Кен3а |
| Участки  | 1-1   | 16-1  | 2     | 14-1  | 9     | 22    | 14    | 11    | 7-1   | 10-1  | 14-1  | 5-1   | 1     | 1     |

Примечание. 1, 2 – палладоарсенид  $(Pd,Au)_2As$ ,  $(Pd,Pt)_2As$ ; 3, 4 – паларстанид  $Pd_8(Sn,As)_3$ ; 5–7 – брэггит  $(Pt,Pd,Ni)S$ ; 8–10 – палладиевый винцентит  $Pd_3(As,Te,Sn)_i$ ; 11, 12 – сперрилит  $PtAs_2$ ; 13 – арсенопалладинит (высокопалладистая фаза  $Pd_4As$ ); 14 – мончеит  $PtTe_2$ . Анализы выполнены на электронном сканирующем микроскопе VEGA II LSH с микроанализатором INCA Energy-350 в ИГ КарНЦ РАН (здесь и далее). Пустые клетки – не обнаружен.

4. Pt-Pd минералы южной части месторождения Викша (участок Каллиево), %

| Элементы | 1     | 2     | 3     | 4     | 5     | 6     | 7     | 8     | 9     | 10    | 11    | 12    | 13    | 14    | 15    |
|----------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Pd       | 74,87 | 76,45 | 4,39  | 75,05 | 75,65 | 47,66 |       | 76,47 | 77,08 | 71,80 | 82,83 | 66,83 | 44,05 | 68,48 |       |
| Pt       |       |       | 50,9  |       |       |       | 45,37 |       |       |       |       |       | 28,52 | 8,33  | 10,46 |
| Rh       |       |       | 3,77  |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       | 39,72 |
| Au       |       |       |       |       |       |       |       |       |       | 7,76  |       |       | 4,62  |       |       |
| As       | 9,17  | 8,79  | 40,94 | 24,95 | 24,35 |       |       | 17,95 | 19,15 | 20,44 | 17,17 | 8,18  |       | 6,68  | 34,20 |
| Sb       | 15,96 | 8,80  |       |       |       |       |       |       | 3,77  |       |       |       |       |       |       |
| Sn       |       |       |       |       |       |       |       | 5,58  |       |       |       | 24,98 | 28,52 | 15,21 |       |
| Te       |       | 5,97  |       |       |       | 52,34 | 54,63 |       |       |       |       |       |       |       | 2,01  |
| S        |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       | 13,61 |
| Σ        | 100   | 100   | 100   | 100   | 100   | 100   | 100   | 100   | 100   | 100   | 100   | 100   | 100   | 100   | 100   |
| Образцы  | 451   | 453   | 451   | 452   | 456   | 457   | 456   | 453   | 451   | 451   | 452   | 452   | 457   | 457   | 457   |
| Участки  | 6-1   | 22-1  | 6-2   | 4-1   | 10-1  | 9-1   | 5-2   | 17-1  | 23-1  | 14-2  | 8-3   | 11-1  | 20-3  | 20-4  | 23-1  |

Примечание. 1 – изомертит  $Pd_5AsSb$ ; 2 – Те-изомертит  $Pd_5(As,Sb,Te)$ ; 3 – сперрилит  $(Pt,Pd,Rh)As_2$ ; 4, 5 – палладоарсенид  $Pd_2As$ ; 6 – котульскит  $PdTe$ ; 7 – мончеит  $PtTe_2$ ; 8 – арсенопалладинит, Sn-содержащий  $Pd_5(As,Sn)_2$ ; 9, 10 – стиллуотерит  $Pd_8As_3$ , в том числе, 10 – Au-содержащий; 11 – арсенопалладинит (фаза  $Pd_7As_2$ ); 12 – станнопалладинит  $Pd_3(Sn,As)_2$ ; 13 – тетрагональная фаза  $(Pd,Pt,Au)_3Sn$ ; 14 – паларстанид  $(Pd,Pt)_8(Sn,As)_3$ ; 15 – холлингвортит  $(Rh,Pt)AsS$ .

5. Состав золота месторождения Викша, %

| Элементы | 1     | 2     | 3     | 4      | 5     | 6      | 7     | 8     | 9     |
|----------|-------|-------|-------|--------|-------|--------|-------|-------|-------|
| Au       | 84,89 | 68,62 | 69,83 | 76,96  | 84,53 | 83,63  | 85,30 | 85,82 | 80,67 |
| Ag       | 15,11 | 31,38 | 30,17 | 23,04  | 15,47 | 16,37  | 14,70 | 14,18 | 19,33 |
| Σ        | 100   | 100   | 100   | 100    | 100   | 100    | 100   | 100   | 100   |
| Образцы  | 451a  | 451   | 451   | Кал457 | 457   | К457-1 | 457-1 | 457-1 | Кен3а |
| Участки  | 6-3   | 7-1   | 8-1   | 8-1    | 20-5  | 5-1    | 6-1   | 6-3   | 7-1   |

Примечание. 1–8 – участок Каллиево; 9 – Кентилампи.

руд развиты станниды Pd, Pt в сростании с золотом. Теллуриды (мончеит, котульскит) встречаются реже, чем арсениды.

Тонкодисперсное золото (0,5–3 мкм) содержит 14–31% Ag (в среднем 20%, табл. 5), обычно оно выделяется в микропрорастании с платиноидами – арсенидами и стибииарсенидами (сперрилитом, арсенопалладинитом, изомертитом, см. рис. 5, д, ж) или станнидами. Кроме того, золото входит в состав палладоарсенида, паларстанида (участок Кентилампи), стиллуотерита и фазы станнидов  $(Pd,Pt,Au)_3Sn$  (участок Каллиево), изоморфно замещая платиноиды (см. табл. 3, 4).

Итак, по результатам бурения установлено, что Койкарский силл представляет собой протяжённое пластовое интрузивное тело, участвующее в складчатости в западном крыле более крупной Онежской структуры – депрессии, заложившейся в палеопротерозое на рифтогенном этапе развития территории. Расслоенность силла проявлена в существовании двух основ-

ных типов пород – габбродолеритов и субщелочных диоритов. Граница расслоенности между ними маркируется рудным титаномagnetитовым стратифицированным горизонтом. Мощность рудного горизонта достигает 6–20 м. Отложение титаномagnetитовых руд произошло на позднемагматической стадии.

Габбродолериты – известково-щелочные чёрные породы толеитовой серии. Представлены диопсидом и основным плагиоклазом, на стадии метаморфогенно-гидротермального изменения в них происходит интенсивное замещение пироксена Cl-содержащей кальциевой роговой обманкой (Cl 1,3–3%). Очевидно, повышенное содержание хлора в более поздних амфиболах связано с высокой солёностью Онежского бассейна, оказавшего существенное влияние на флюидно-гидротермальную систему при формировании силла.

Крайние члены дифференциации габбродолеритов с высоким суммарным содержанием Fe и Ti сопровождаются формированием руд-

ных тел с титаномагнетитом и ильменитом. Избыток Ti из магнетита при остывании интрузии выделяется сначала в виде ламелл ильменита, а затем на стадии метаморфогенно-гидротермальных изменений в форме овальных стяжений и зёрен, при этом V концентрируется в магнетите. Субщелочные диориты – красноватые породы повышенной натриевой щёлочности с высокой степенью окисления железа ( $F_o$ ), низким суммарным его содержанием, но близким коэффициентом фракционирования ( $K_f$ ). В них присутствуют альбит, амфибол, биотит, кварц.

Габбродолериты и вмещающие их базальты содержат низкие концентрации некогерентных элементов ( $\Sigma REE$  117–160, Zr 110–185, Y 30–43, Hf 3–7 ppm), что характерно для толеит-базальтового магматизма рифтогенных структур. В крайних рудных членах дифференциатов концентрации этих элементов ещё более снижаются ( $\Sigma REE$  56–80, Zr 60–110, Y 20–30, Hf 1,5–3 ppm). Дальнейшая эволюция магматизма (до лейкократовых роговообманковых и биотитовых субщелочных диоритов) сопровождается значительным увеличением концентраций элементов ( $\Sigma REE$  275–326, Zr 680, Hf 20, Y 105–123 ppm), что свидетельствует о существенном вкладе коровой составляющей, обогатившей магматический источник (смешении с материалом фундамента). В биотитсодержащих породах повышается содержание калия и редких щелочей. В рудных габбродолеритах суммарное содержание оксидов железа достигает 40% (среднее при подсчётах ресурсов равно 23%),  $TiO_2$  4–12,6 (среднее 6),  $V_2O_5$  0,32, в Викшеозерской зоне  $TiO_2$  7,8, V 0,2–0,32%.

Новые данные, полученные при опробовании титаномагнетитового рудного горизонта, позволили выделить благороднометалльный горизонт и установить, что платинометалльная рудная минерализация в Койкарском силле приурочена к верхней его части. Элементы платиновой группы также находятся на границе расчленности, фиксируемой отчётливой сменой пород, резким возрастанием щёлочности, степени окисленности железа и увеличении (хотя и незначительном) концентраций Cu и всех малых рудогенных элементов.

В результате экспериментальных работ [9] доказано, что концентрация платиноидов может значительно увеличиваться в водно-хлоридном

флюиде, существующем в равновесии с базальтовым расплавом при снижении температуры. Таким образом, наличие Cl-OH-флюидов, даже при незначительном содержании серы, ведёт к сохранению платиноидов в расплаве вплоть до температуры гидротермального рудоотложения (с осаждением как платиновых, так и палладиевых фаз даже после отложения основных сульфидов). В формировании платинометалльной минерализации Койкарского силла также большое значение имели Cl-OH-содержащие флюиды, обладающие значительными экстрагирующими свойствами. Это подтверждается присутствием Cl-содержащего апатита в гранофирах и минералов гидротермальной стадии – Cl-содержащих амфиболов и биотита. Резкая смена окислительно-восстановительного режима при формировании малоглубинных силлов, смена габбродолеритов с титаномагнетитом диоритами и кварцевыми диоритами тоже оказались благоприятными для отложения сульфидов меди, соединений платины и палладия.

Очевидно, титаномагнетитовые руды образовывались из обогащённых железом толеитовых расплавов на позднемагматической стадии в субвулканических условиях ( $T_{обp}$  руд была близка к распаду фаз магнетит-ильменит, ~600°C). Остывание, по-видимому, происходило в достаточно короткий промежуток времени, на что указывают многочисленные скелетные кристаллы – свидетели быстрой кристаллизации. Дефицит серы не способствовал отложению сульфидов железа. Дальнейшее нарушение состава расплава в магматической камере, а также обогащение флюидно-гидротермальной системы солевыми компонентами сопровождалось изменением состава пород (до субщелочных) и интенсивными аутометасоматическими их изменениями с образованием Cl-содержащих амфиболов и биотита. На данной стадии появляется ильменит-2. Это благоприятствовало сохранению платиноидов вплоть до гидротермальной стадии и отложению их совместно с сульфидами меди (халькопиритом, борнитом).

Установлена локализация малосульфидной платинометалльной минерализации в титаномагнетитовом горизонте, максимально в верхней его части, несколько выше наиболее богатых Fe-Ti руд. Элементы платиновой группы тяготеют к зоне с повышенным содержанием Cu, обусловленным присутствием халькопирита

и борнита (до 1–4% сульфидов), а медь является простейшим геохимическим индикатором. Микрокомпонентный состав благороднометалльных рудных зон характеризуется следующим содержанием сопутствующих элементов, ppm: Cu 620–1700, Zn 260–380, Pb 5–8, Te 1,5–2, Sn 2–2,5, Bi 0,2–0,3 (см. табл. 2, рис. 5). Более поздняя наложенная пиритовая вкрапленная минерализация, иногда встречающаяся на разных уровнях и в разных дифференциатах силла, обычно не содержит платиноидов. Благороднометалльная залежь прослежена на расстояние до 10 км, согласно со стратифицированным характером развития титаномагнетитового рудного горизонта. Несмотря на невысокие суммарные концентрации благородных металлов в рудах ( $\Sigma$ ЭПГ в среднем 1–3 г/т на мощность ~4–7 м), их ресурсы представляются значительными. Это позволило выделить и утвердить благороднометалльное месторождение Викша.

Благороднометалльная минерализация представлена преимущественно арсенидами, стибноарсенидами, сульфидами Pt и Pd, станнидами, в меньшей мере теллуридами. Среди них на месторождении Викша обнаружены сперрит, изомертит, палладоарсенид, арсенопалладинит, Sn-Sb-Te-содержащие арсенопалладиниты, высокопалладиевый арсенопалладинит, стиллуотерит, станнопалладинит, янцхонгит, винцентит, брэггит, паларстанид, тетрагональный Pd-Pt станид (масленицковит?), мончеит, котульскит, холлингвортит. Большинство этих минералов в Койкарском силле найдены впервые. Повышенные содержания Au обеспечиваются присутствием примеси золота в платиноидах и самородным тонкодисперсным серебросодержащим золотом (15–31% Ag).

Таким образом, установлено, что месторождение Викша – объект комплексных благороднометалльных руд (Au, Pt, Pd, Cu). Основная схема переработки руд – флотационная с получением медно-благороднометалльного концентрата. Запасы Fe, Ti и V ввиду отсутствия эффективной технологической схемы их получения оценены для сведения. По состоянию на 01.05.2014 г. запасы месторождения по категории  $C_1+C_2$  составляют 48 т условного Pd, или 4,3 т Au, 7,9 т Pt, 18,5 т Pd и 35 тыс. т Cu. В качестве попутного компонента подсчитаны запасы серебра категории  $C_2$  – 12,7 т. Прогнозные ресурсы трёх участков Койкарского

силла Викша, Кенти и Шарги оценены в 88,3 т условного Pd.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Иващенко В.И., Голубев А.И. Золото и платина Карелии: формационно-генетические типы оруденения и перспективы. – Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2011.
2. Металлогения Карелии / Отв. ред. С.И.Рыбаков, А.И.Голубев. – Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1999.
3. Минерально-сырьевая база Республики Карелия / Отв. ред. В.П.Михайлов, В.Н.Аминов. – Петрозаводск: Карелия, 2005.
4. Новые геохронологические данные по Койкарско-Святнаволоцкому и Пудожгорскому габбро-долеритовым интрузивам / Н.Б.Филиппов, Н.Н.Трофимов, А.И.Голубев и др. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск, 2007. Вып. 10 С. 49–68.
5. Олейник И.Л., Кулешевич Л.В. Благороднометалльная минерализация Койкарского силла (Карелия) // Мат-лы XII Всеросс. петрогр. совещания «Петрография магматических и метаморфических горных пород». Петрозаводск, 2015. С. 472–474.
6. Трофимов Н.Н., Голубев А.И. Пудожгорское благороднометалльное титаномагнетитовое месторождение. – Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008.
7. Трофимов Н.Н., Голубев А.И., Филиппов Н.Б. Платиноидно- и золотосодержащие ванадий-титаномагнетитовые месторождения в дифференцированных габбро-долеритовых интрузиях Карелии // Платина России. 1999. Т. III. С. 200–211.
8. Турченко С.И. Металлогения тектонических структур палеопротерозоя. – С-Пб.: Наука, 2007.
9. Экспериментальное изучение распределения платиноидов и золота между водно-хлоридным флюидом и базальтовым расплавом при  $T=1100-1350^\circ\text{C}$ ,  $P=5$  кбар / Н.С.Горбачев, А.Надретт, Г.Бругманн и др. // ДАН. 1994. Т. 335. № 3. С. 356–358.

Олейник Иван Леонидович,  
главный геолог  
oleynicI@polimetall.ru

Кулешевич Людмила Владимировна,  
кандидат геолого-минералогических наук  
kuleshev@krc.karelia.ru

## PETROCHEMICAL FEATURES AND PRECIOUS-METAL MINERALIZATION OF KOIKARY SILL, KARELIA

I.L.Oleinik,  
L.V.Kuleshevich

*Noble-metal mineralization is confined to the upper portion of the stratabound titanomagnetite horizon in the gabbro-dolerites of the Koikary sill, Central Karelia. The petrochemical characteristics of the rocks and the composition of Ti-Fe-oxide ores are discussed. The noble-metal mineralization is emplaced near the boundary of transition from melanocratic gabbro-dolerites to subalkaline diorites and is confined to the upper portion of the highest-grade titanomagnetite ores. PGE (that form part of arsenides, sulphides, tellurides and stannides) and gold are associated with low-sulphide copper mineralization (1–4%) and form an extensive stratabound body with the average total noble metal concentration of 1–3 g/t. Viksha complex noble metal ore deposit has been discovered.*

*Key words: Koikary sill, gabbro-dolerites, titanomagnetite ores, PGE, platinoids, gold, Karelia.*

### 26–28 октября 2016 года состоится VIII Всероссийский съезд геологов «Богатства недр – на процветание России»



Предстоящий съезд проводится под эгидой Министерства природных ресурсов и экологии Российской Федерации, Федерального агентства по недропользованию и призван рассмотреть ряд наиболее важных актуальных проблем геологической отрасли – фундамента российской экономики.

В мероприятии примут участие представители Администрации Президента Российской Федерации, Правительства Российской Федерации, Федерального Собрания Российской Федерации, органов государственной власти, администраций субъектов РФ, руководители научных и производственных геологических предприятий.

С программой Съезда можно ознакомиться на сайте [www.gosnedra.gov.ru](http://www.gosnedra.gov.ru) в разделе VIII Всероссийский съезд геологов.

## АЛМАЗОНОСНОСТЬ ОСПИНО-КИТОЙСКОГО ГИПЕРБАЗИТОВОГО МАССИВА

А.А.Миронов

ООО «Сибирь Геопоиск»,  
г. Улан-Удэ

Оспино-Китойский гипербазитовый массив, расположенный в Республике Бурятия в междуречье Онота (Оспа) и Китоя в 450 км западнее г. Иркутск, является одним из наиболее крупных, 30×(10–12) км, массивов ультраосновных пород Восточной Сибири. Он приурочен к восточной части Иркутско-Каахемской структурно-формационной зоны Алтае-Саянской складчатой области. Массив слагают два примыкающих друг к другу линзообразных тела, соединённых короткой перемычкой (рис. 1). Характеризуется зонально-кольцевым строением, при котором дунитовое ядро окружено аподунитовыми серпентинитами, гарцбургитами, габбро. Породы массива на 70% серпентинизированы. Слабоизменённые и неизменённые разности развиты в северной и южной его частях. Тела ультрабазитов обрамлены верхнедевонскими – нижнекаменноугольными метаморфизованными терригенно-карбонатными образованиями сагансайрской свиты, гранитоидами урикского и сархойского комплексов ордовика и раннего палеозоя соответственно. Из метасоматитов широко развиты серпентин-карбонатные, тальк-карбонатные, кварц-карбонатные породы, талькиты, тре-

*Обобщены материалы предшественников, изучавших алмазность Оспино-Китойского гипербазитового массива, за период 1934–1993 гг. Массив расположен в Республике Бурятия в отрогах Восточного Саяна, в междуречье Онот – Китой. Алмазносны углеродистые перидотиты и ографиченные кварц-полевошпатовые породы, слагающие рудоносные жилы, штокверки, ксенолиты. Освещены история изучения, методики опробования и диагностики алмазов. Охарактеризованы перспективные участки.*

*Ключевые слова: алмазы, Оспино-Китойский массив, гипербазиты, обуглероживание, графитизация, углеродистые перидотиты, гарцбургиты, Саянская складчатая область.*

молититы, нефритоиды. Все контакты ультрабазитов с интрузивными и стратифицированными образованиями тектонические.

Особенность Оспино-Китойского массива – наличие своеобразных углеродсодержащих ультраосновных пород, так называемых углеродистых (обуглероженных) перидотитов, в которых были обнаружены алмазы. Углеродистые перидотиты представляют собой чёрные, тёмно-серые массивные, мелко-скрытозернистые ультраосновные породы, обогащённые углеродом. Это брекчированные образования, сложенные обломками гипербазитов и цементом, существенно обогащённым углеродистым веществом и состоящим из хромита, серпентина, хлорита, талька, амфиболов. Углеродистые перидотиты слагают прожилки, жилы, штокверки. Аналогичные образования установлены в пределах Улан-Сарьдагского (М.Ф.Шестопалов, А.С.Иванов, 1938 г., 1956 г.) и Билинского (А.А.Меляховецкий, 1982) массивов.

Начало исследования алмазности Восточного Саяна положено работами треста «Русские самоцветы» в 1934 г., когда при изучении нефритонности Оспино-Китойского гиперба-

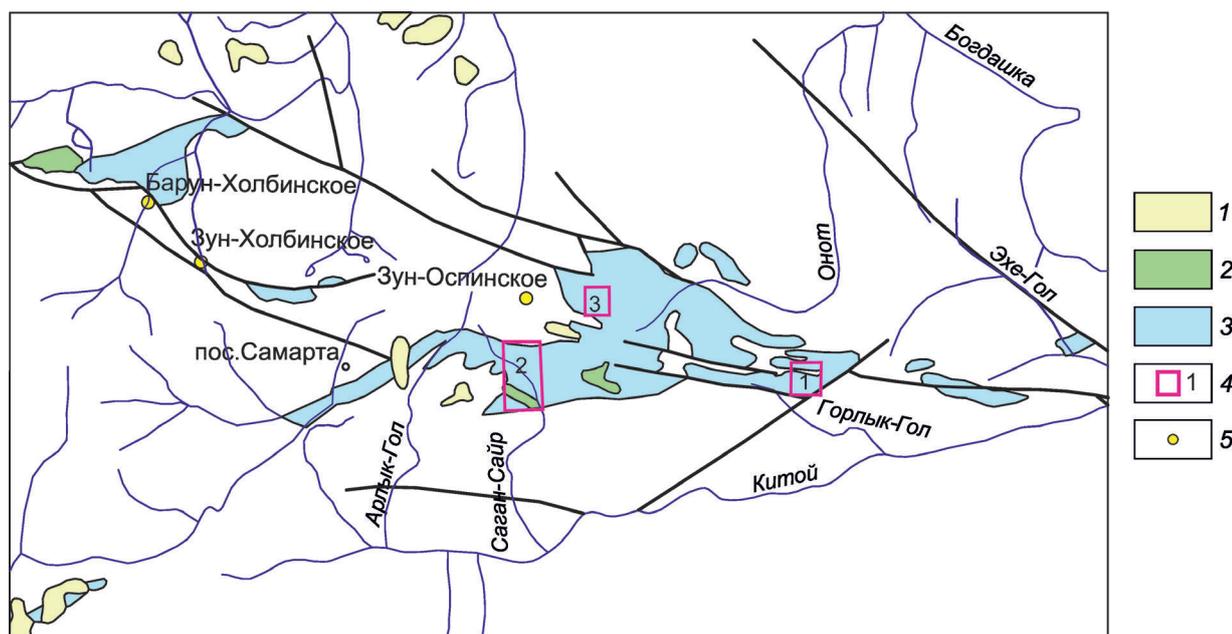


Рис. 1. Схема размещения проявлений алмазов в пределах Оспино-Китойского гипербазитового массива:

1 – неогеновая система, тиссинские базальты; вендские интрузии; 2 – боксонский комплекс (габбро, диабазы, пироксениты, перидотиты, серпентиниты), 3 – ильчирский комплекс (перидотиты, дуниты, серпентиниты, реже габбро); 4 – проявления алмазов: 1 – Графитовое (гора Графитовая), 2 – Оспинское (Зуносинское), Змеёвиковое, 3 – Харьх; 5 – месторождения золота

зитового массива М.Ф.Шестопаловым были выявлены своеобразные графитсодержащие гипербазитовые и ографиченные кварц-полевошпатовые породы. Первые позднее названы углеродистыми перидотитами, вторые – аркозовыми песчаниками, интенсивно изменёнными на контакте с гипербазитами. Необычный характер углеродистых перидотитов, а именно их брекчированность и обогащённость углеродистым веществом послужили основанием для рабочей гипотезы о возможности нахождения в них алмазов.

Первые образцы взяты из осыпей курумов в верховьях руч. Змеёвиковый и правого безымянного притока р. Горлык-Гол-Дабан-Жалга. В лабораторных условиях в конце 1935 г. и начале 1936 г. из них были отобраны несколько очень мелких зёрен, по показателю преломления и изотропности отнесённых к алмазу (М.Ф.Шестопалов, 1936 г.). Ревизией ЦНИЛКС треста «Русские самоцветы» подтверждено, что исследуемый минерал – алмаз (рис. 2).

Летом 1936 г. проведены поиски коренных выходов углеродистых перидотитов и отбор

каменного материала для изучения технологии извлечения из них алмазов. В результате экспедицией за 1,5 месяца полевых работ на гольце Графитовый выявлены пять жил углеродистых перидотитов и участок обогащённых углеродом перидотитов. В этом же году М.Ф.Шестопаловым отобраны четыре валовые пробы углеродистых перидотитов общей массой ~2 т для лабораторно-технологических исследований. Опробованы 5-й цирк Оспинского гольца (проба 1 массой 600 кг), долина р. Горлык-Гол-Дабан-Жалга (проба 2, 400 кг), жила 9 (проба 3, 400 кг), долина р. Хуша-Гол (проба 4, 500 кг). В 1937 г. в южном цирке горы Харьх из жилы 1 отобрана проба 5 массой 700 кг. Поскольку камеральные работы не были обеспечены средствами, из всех валовых проб сформирована объединённая лабораторная навеска массой 5 кг, из которой путём ручного отбора извлечено 0,2 карата алмазов размером 0,3–0,4 мм (М.Ф.Шестопалов, 1936 г.).

В 1937 г. работы Саянской экспедиции из треста «Русские самоцветы» переданы в организацию «Горнотехтрест». Полевые исследования проведены на трёх участках: Харьх, Оспинский,

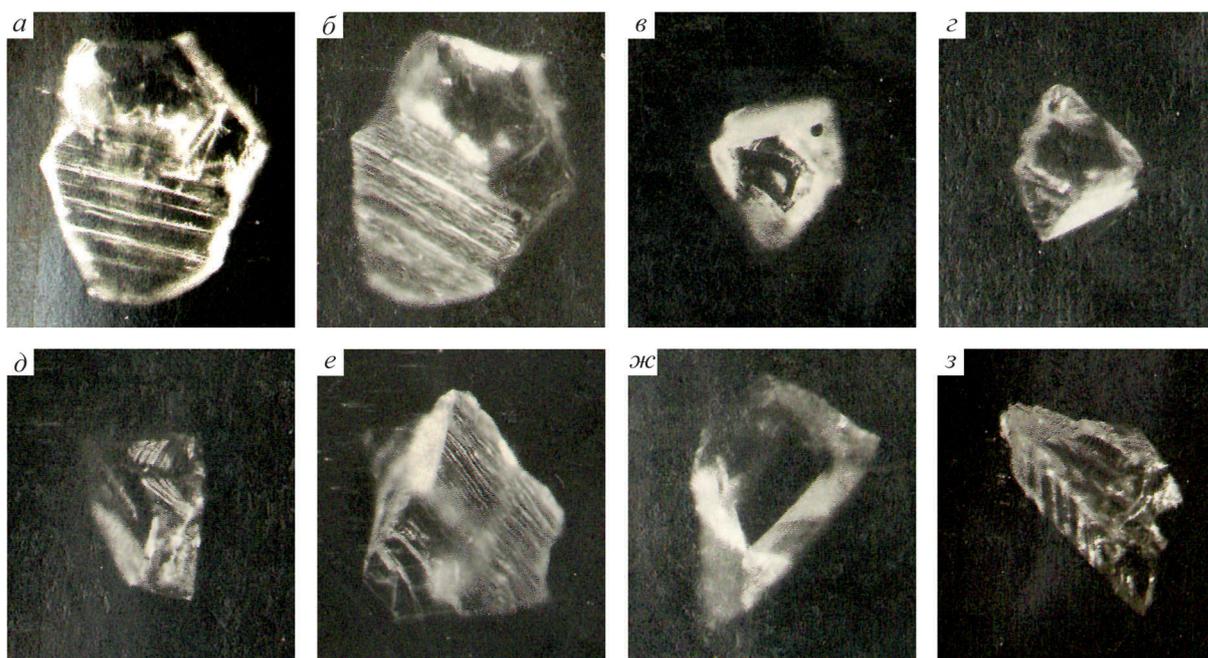


Рис. 2. Обломки кристаллов алмазов, выделенные в 1936–1939 гг.:

*а, б* – двойник с октаэдрической штриховкой параллельно рёбрам (размер 0,25 мм); *в, г* – двойники по шпинелевому закону с октаэдрической огранкой (размер 0,15 мм); *д* – сросток со штриховкой по граням (размер 0,2 мм); *е* – обломок с частично сохранившимися гранями и изломом по спайности (размер 0,4x0,5 мм); *ж* – двойник по шпинелевому закону с хорошо сохранившимися гранями (размер 0,25 мм); *з* – осколок со штриховкой (размер 0,2 мм)

Графитовый. Выделены и опробованы три залежи (ксенолита) КС-13, 14, 15 и девять жил углеродистых перидотитов. В результате обработки проб М.Н.Годлевским (ЦНИГРИ) достоверно констатировано 76 зёрен алмазов, одно из которых имело размер 0,9 мм (см. рис. 2).

В 1938–1939 гг. из вновь выявленных жил на гольце Оспинский отобрано десять штуфных проб, проведено валовое опробование жилы 15 и ксенолита КС-12<sup>в</sup> на гольце Графитовый. Общая масса валовой пробы составила ~5 т. Судьба данных проб не известна. Основная задача поисковых работ этого периода – опробование рыхлых делювиально-аллювиальных отложений в целях выявления россыпей алмазов. Были пройдены одиночные линии неглубоких шурфов в устьях рек Горлык-Гол-Дабан-Жалга, Саган-Сайр, руч. Змеевиковый, в долинах ручьёв Зун-Гол и Орто-Гол, а также на двух участках Хойтогорский и руч. Зелёный. Все шурфы глубиной >2 м не были добыты до коренных пород из-за обильного водопритока. Всего промыто

1093,5 м<sup>3</sup> проб. Алмазы в рыхлых отложениях не обнаружены.

За 1934–1939 гг. установлено наличие алмазов в углеродсодержащих дунитах, перидотитах, серпентинитах и аркозовых песчаниках в пределах участков Оспинский, гор Харь, Графитовой и в истоках руч. Змеевиковый. По данным М.Ф.Шестопалова (1939 г.), в этот период достоверно диагностировано 490 обломков кристаллов алмазов размером 0,2–0,9 мм. Кроме этого, предварительно выделено ещё порядка 300 зёрен алмазов, требующих проверки. По сохранившимся архивным данным, к 1939 г. общее число диагностированных (определённых) алмазов составляло 269 (+13?) зёрен. Из них на проявлениях горы Графитовой – 229 (+10?), горы Харь – 13 (+3?), Оспинское – 4, Змеевиковое – 23 зерна (см. рис. 2). Подводя итог, М.Ф.Шестопалов и В.С.Трофимов констатировали, что подавляющее большинство алмазоносных образований выявлено в коренном залегании, а часть из них связана с элювиально-делювиальными

отложениями. Поиски алмазов в аллювиальных и пролювиальных отложениях современных водотоков не увенчались успехом. Дальнейшие работы прервала Великая Отечественная война. Во время блокады Ленинграда коллекция алмазов, найденных в Восточном Саяне, была утеряна.

В 1951 г. в пределах гольца Графитовый в ограниченном объёме выполнены ревизионные работы, не подтвердившие результаты предшествующих исследований (М.Ф.Шестопапов, И.С.Иванов, 1956 г.). Общий объём опробования обуглероженных пород составил 36 проб, суммарной массой всего 180 кг. В обобщающем отчёте, составленном спустя четыре года после проведения полевых работ, И.С.Иванов поставил под сомнение объективность ранее выполненной диагностики алмазов, за которые, по его мнению, якобы были приняты карбиды. Учитывая мизерный объём опробования и использование автором методики обработки проб, не апробированной на объектах с мелкими алмазами, выводы ревизионных работ следует признать, по крайней мере, некорректными. В 1954 г. в связи с открытием алмазоносных кимберлитовых трубок Якутии интерес к проблеме алмазоносности Восточного Саяна угас.

В 1978 г. ЦНИГРИ была завершена работа по теме «Изучение алмазоносности ультраосновных и основных пород», в рамках которой составлена Карта геологических предпосылок алмазоносности основных и ультраосновных пород Восточного Саяна, Прибайкалья и Забайкалья м-ба 1:500 000 (Ф.В.Каминский, Л.В.Петрова, 1978 г.). Авторами работы обобщены данные по алмазоносности Восточного Саяна, охарактеризованы выявленные алмазы и их минералы-спутники, разработаны геологические предпосылки поиска коренных источников алмазов. При этом район Оспинского массива отнесён ими к разряду перспективных на выявление коренной алмазоносности.

В 1988–1990 гг. ПГО «Бурятгеология» выполнены исследования по теме «Оценка перспектив алмазоносности Восточного Саяна и Витимского плоскогорья» (В.Ф.Рукавец, 1990 г.). В результате составлена карта геологических предпосылок алмазоносности Восточного Саяна и дана прогнозная оценка площадей. Разработаны критерии поисков алмазоносных пород лампроитового типа, но при этом особенности

поисков алмазов «саянского» типа не рассматривались.

В 1988 г. при проведении ГДП-50 ПГО «Бурятгеология» осуществлены ревизионные работы по проверке алмазоносности углеродистых перидотитов на проявлении алмазов горы Графитовая (проявление Графитовое). В 1989 г. в штучной пробе (массой 1 кг) обнаружен осколок кристалла алмаза размером 0,2 мм. В 1990 г. в пробе массой 2 кг установлено четыре алмаза размером до 0,6 мм, а в 1991 г. из пробы массой 2 т, отобранной из вновь выявленной жилы 13г, извлечено 18 алмазов размером до 1,5 мм (рис. 3). К концу 1991 г. количество извлечённых зёрен алмазов достигло 25 штук (В.Г.Скопинцев, 1995 г.). В 1992–1993 гг. ПГО «Бурятгеология» продолжено изучение алмазоносности Оспино-Китойского массива. В результате в углеродистых перидотитах и околожильных серпентинитах дополнительно выявлено ещё восемь алмазов. Всего ревизионно-поисковыми работами 1988–1992 гг. обнаружено 31 зерно алмаза размером от 0,2 до 1,0–1,5 мм. Алмазы диагностированы в специализированных лабораториях ОАО «ИРГИРЕДМЕТ» (г. Иркутск) и «ТулНИГП» (г. Тула). Поиски россыпей алмазов не проводились.

В настоящее время в пределах Оспино-Китойского гипербазитового массива известны четыре проявления алмазов – Харьх (горы Харьх), Оспинское (Зуносинское), Змеевиковое и Графитовое (горы Графитовая), объединяющие 18 пунктов минерализации. Из них 14 пунктов приурочены к углеродистым гипербазитам, один – к обуглероженным дунитам, один – к графитосодержащим слюдистым перидотитам, один – к ографиченной кварц-полевошпатовой породе. Сейчас общее число определённых зёрен алмазов составляет 300 (+13?), из них на проявлениях Графитовое 260 (+10?), Харьх 13 (+3?), Оспинское 4, Змеевиковое 23.

Впервые углеродсодержащие алмазоносные гипербазиты были закартированы и описаны М.Ф.Шестопаповым в 1934 г. при изучении нефритоносности Оспинского массива. Плотные, тонкозернистые породы чёрного, тёмно-серого цвета, содержащие алмазы, автором названы углеродистыми перидотитами. Кроме этого, алмазы были установлены в обуглероженных дайках кварцевых порфиров. По структурно-морфологическим особенностям углеродсодержащие

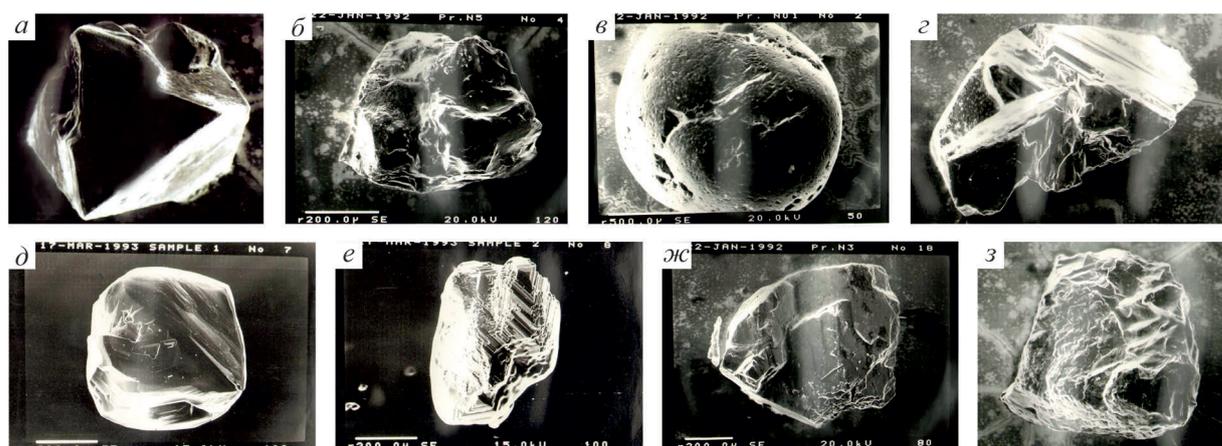


Рис. 3. Растровые снимки кристаллов алмазов из жилы 13г проявления Графитовое, 1992 г.:

а–г, ж, з – валовая проба 9 (размеры 0,5–1,5 мм); д, е – проба 12 (размеры 0,75 и 1,25 мм соответственно)

перидотиты разделяются на два основных вида – штокверковый (прожилковый) и жильный.

Штокверковая графитизация отмечена на всех известных проявлениях. Из них наиболее детально изучено проявление Графитовое. Графитизацией в пределах гольца Графитовый охвачены поля слабо изменённых дунитов и гарцбургитов в ядрах мегаблоков южной линзы и эндоконтактной зоны северной линзы, прилегающей к Олот-Ильчирской перемычке. По степени насыщенности графитом в штокверках выделяются три разновидности гипербазитов: слабо, умеренно и обильно углеродизированные (Ю.И.Куликов, 1994 г.).

Слабо графитизированные разности представляют собой гипербазиты, пронизанные редкой сетью тонких жилок углеродистого вещества мощностью <1 мм, слагающих штокверки и выполняющих зоны трещиноватости. Данная разновидность наиболее типична для дунитов и гарцбургитов и не характерна для серпентинитов. Установленная ширина штокверков изменяется от 700–800 м (северная часть массива) до 2500 м (южная).

Умеренно графитизированные разности – это карбонатизированные, часто катаклазированные гипербазиты. Графитизация представлена густой сетью прожилков и жилок, слагающих жильные зоны. Мощность углеродистых прожилков и жил варьирует от 10 см до 20 м. Протяжённость жил достигает первых сотен метров. Текстура массивная, прожилковая, брекчиевидная. Контуры слагаемых ими тел расплывчатые.

На проявлении Графитовое выделены жильные зоны: западная и центральная. Западная мощностью до 40 м и протяжённостью >200 м имеет серповидную форму. Мощность центральной зоны до 100 м, протяжённость >900 м. Породы в зонах тёмно-серой, чёрной окраски. Реликтовая порода – перидотит – узнаётся достаточно отчётливо. Макроструктура породы прожилково-сетчатая, брекчиевая, реже катакlastическая. Поверхность выветривания чёрно-бурого цвета. Умеренно и обильно графитизированные образования формируют сложные жилы, в которых первые разности слагают участки брекчирования, а вторые – швы в зонах катаклаза и милонитизации.

Обильно графитизированные разности представлены углеродисто-карбонат-серпентиновыми метасоматитами, в которых исходные породы визуальнo почти не диагностируются. Породы слагают ветвистые жилы в поле развития слабо- и умеренно-углеродистых пород. Мощность жил обычно не более 20 см, контакты чёткие, тектонические. Визуальнo порода чёрная, плотная, мелко-тонкозернистая, текстура массивная, линзовидно-полосчатая, катакlastическая, реже свилеватая.

В серпентинитах штокверковый тип графитовой минерализации изучен весьма слабо. Графитизация проявлена вдоль поверхностей расланцевания и трещиноватости, наиболее отчётливо в серпентинитах около жил обильно графитизированных метасоматитов, где прожилки и жилки графита слагают вокруг них ореолы.

Жильная графитизация развита преимущественно в пределах поля распространения серпентинитов в зоне меланжа (?), образует ветвистые жилы мощностью от 1–5 до 23 м. Протяжённость жил варьирует от первых десятков–сотен метров до 1 км. Морфология алмазоносных жил разнообразная, довольно сложная, однако их строение и состав однотипны.

Характеристика алмазов приводится по материалам М.Н.Годлевского и минералогической лаборатории ОАО «ИРГИРЕДМЕТ»:

- извлечённые из проб алмазы мелкие (0,1–0,5 мм), кроме одного зерна размером 0,9 мм (проявление Графитовое), встречаются исключительно в треугольных выколках по спайности с раковистым изломом. Алмазы прозрачные, бесцветные, изредка с точечными включениями, весьма хрупкие (см. рис. 3). Для саянских алмазов характерен пониженный показатель преломления (М.Н.Годлевский, 1938 г.);
- алмазы представлены преимущественно обломками ромбододекаэдров и октаэдров. Около 33% от общего количества алмазов – треугольные выколки. Основной класс крупности извлечённых кристаллов 0,2–0,8 мм. В жиле 13г (проявление Графитовое, валовые пробы 9 и 12) описаны три кристалла размером 1,1–1,5 мм. Большая часть кристаллов бесцветные, отдельные зёрна слабо окрашены в желтоватые, коричневатые и сероватые тона. Встречены два зерна тёмно-серого цвета за счёт включений графита. По внешним признакам оспинские алмазы подобны мелким алмазам из кимберлитов. Алмазы низкосортные (Ю.И.Куликов, 1992 г.).

*Проявление Графитовое* (горы Графитовой) расположено в пределах одноимённой горы на площади 16 км<sup>2</sup>. В геологическом строении участвуют преимущественно гарцбургиты, перидотиты в различной степени серпентинизированные и серпентиниты. Гипербазиты с северо-востока обрамлены пачкой эффузивно-осадочных пород. Вдоль контакта в полосе шириной ~1300 м развиты тела и дайки порфиров, туфов, аркозов (по М.Ф.Шестопалову). На юго-западном склоне гольца (истоки р. Хуша-Гол) среди серпентинитов выделяется массив гарцбургитов, обогащённых углеродистым веществом, размером 2,9×1,4 км. Алмазоносные обуглероженные гарцбургиты слагают его юго-западную

и северо-восточную части. Кроме этого, небольшое (300×200 м) тело обуглероженных гарцбургитов выявлено в правом борту долины руч. Зелёный.

Проявление горы Графитовой относительно детально изучено. Алмазы установлены в восьми пунктах минерализации: ксенолитах КС-13, 14, 15, 18, 19, 26 и жилах Ж-13г, Ж-296. За период изучения проявления в его пределах найдено 260 зёрен алмазов, в том числе в ксенолитах КС-14 – 152, КС-15 – 76, жилах Ж-13г – 25 (см. рис. 3), Ж-296 – два. Алмазоносные ксенолиты представлены чёрными, плотными, обуглероженными гипербазами (гарцбургитами, перидотитами), реже интенсивно рассланцованными серпентинитами. Слагают линейные крутопадающие тела мощностью от 2,5–12,8 до 20–50 м, протяжённостью от 20–40 до 700–800 м. Простираение рудных тел юго-западное, субмеридиональное. Жила Ж-13г развита в поле серпентинитов, приурочена к зоне рассланцевания и брекчирования северо-западного простирания. Сложена углеродисто-карбонат-серпентиновыми метасоматитами с графитовыми прожилками. Контакты с вмещающими породами чёткие, инъекционные. Мощность жилы 2,5–12,8 м, протяжённость >1000 м. Содержание алмазов изменяется от 0,003 до 0,076 карат/т. Жила Ж-296 представляет собой часть крупной будины малоуглеродистых карбонат-серпентиновых метасоматитов, развитых в поле карбонатизированных серпентинитов. Мощность её 23 м, протяжённость 60 м.

*Проявления Оспинское (Зуносинское) и Змеевиковое* расположены в пределах гольца Оспинский на площади 20 км<sup>2</sup>. Участок проявлений сложен гарцбургитами, серпентинитами, мелкими телами «молодых» дунитов. С севера и северо-запада гипербазиты обрамляются выходами эффузивно-осадочных пород, инъецированных ортогнейсами (гранодиоритами). В гарцбургитах вместе с жилами углеродистых перидотитов отмечаются жилы перидотитов, пироксенитов, габбро и линзы хромитов. В пределах гольца выявлено десять жил углеродистых перидотитов. Алмазы установлены в коренном залегании в жилах Ж-7, 9, 11, 13, 14, а также в двух пунктах минерализации, связанных с делювиальными свалами. Пункты минерализации пространственно обособляются в два проявления – Оспинское (Зуносинское) и Зме-

евиковое, расположенные в бассейнах одноимённых рек.

Оспинское проявление объединяет три минерализованные точки (жилы Ж-7, 9, 11), в которых выявлены четыре зерна алмаза. Жилы сложены интенсивно брекчированными углеродистыми перидотитами, залегающими в гарцбургитах. Простираение их варьирует от северо-северо-западного до северо-северо-восточного, падение 30–40°. Жилы линзующиеся, имеют мощность 0,1–7,0 м, установленную протяжённость от 12–15 до 100–110 м. Содержание алмазов по Ж-7 составляет 2,98, Ж-11 – 0,07 карат/т.

Змеевиковое проявление объединяет четыре минерализованные точки (жилы Ж-13, 14 и два пункта минерализации в свалах), в которых обнаружены 23 зерна. Жила Ж-13 сложена дунитами, насыщенными углеродистым веществом, залегаает среди серпентинизированных гарцбургитов. Представляет собой крутопадающую залежь мощностью до 3 м, протяжённостью 40–50 м. Жила Ж-14 сложена обуглероженными, интенсивно серпентинизированными перидотитами, развитыми среди гарцбургитов. Мощность её изменяется от 12 до 14 м, протяжённость составляет 50–60 м. Падение жилы северо-западное под углом 40°, содержание алмазов 2,0 карат/т. В делювиальных свалах углеродистых перидотитов руч. Змеевиковый выявлены два пункта минерализации, в которых найдены 12 зёрен алмазов. В пробе I содержание алмазов составляет 40,0 карат/т. Проявление изучено очень слабо.

*Проявление Харьк* находится в пределах горы Харьк, самой высокой (3306 м) вершины Оспино-Китойского массива, на площади 6 км<sup>2</sup>. Окружено радиально расположенными цирками. Детальные работы проведены только на южном (Ортогольском) и юго-западном (Зунгольском) цирках, в которых обнаружены углеродистые и слюдяные перидотиты. Участок сложен в разной степени серпентинизированными гарцбургитами и дунитами с обособленными в них небольшими телами «молодых» дунитов. С юга и юга-запада массив гипербазитов обрамлён ортогнейсами (гранодиоритами) с мелкими ксенолитами (?) эффузивно-осадочных пород. Вдоль контакта с гранодиоритами гипербазиты интенсивно серпентинизированы, иногда изменены вплоть до образования лиственитов (М.Ф.Шестопалов, 1939 г.).

В пределах горы Харьк выявлены шесть жил углеродистых перидотитов. Пять жил находятся в Зунгольском цирке и одна, наиболее крупная, – в Ортогольском. Алмазы установлены в жилах Ж-1 и 2. Кроме этого, осталась не подтверждённой находка алмазов в слюдяных перидотитах – спессартитах (?). Всего из трёх штуфных проб извлечено 13 зёрен алмазов. Жилы Ж-1 и 2 сложены углеродистыми перидотитами, залегающими в дунитах. Имеют крутое субвертикальное падение на северо-восток. Мощность жилы Ж-1 9–10 м, протяжённость 20–25 м. Содержание алмазов 0,06 карат/т. Параметры жилы Ж-2 соответственно 0,15–1,8 м и 80–100 м, содержание алмазов 1,82 карат/т. Наибольшее число алмазов – 11 зёрен – выявлено в жиле Ж-2. Кроме этого, два или три алмаза диагностированы в пробе, отобранной из делювиальных свалов углеродистых перидотитов. Проявление не изучено.

Рядовое опробование коренных алмазоносных пород производилось методом, предложенным А.Н.Заварицким и В.Н.Лодочниковым, который заключается во взятии из обуглероженных гипербазитов отдельных штуфных проб массой от 0,5 до 1 кг. Позднее он был усложнён линейным расположением штуфных проб вкрест простираения предполагаемого рудного тела. Расстояние между частными пробами (секциями) изменялось в зависимости от мощности жилы в пределах 0,5–2,0 м. Линейным методом опробованы жилы Ж-1, 2, 9, а также ксенолиты КС-13, 14, 15, 26. В отдельных случаях пробы отбирались по американскому методу пик-проб с шахматным расположением участков взятия проб. В 1936–1939 гг. валовое опробование коренных обнажений проводилось методом «задирки» по простираению и вкрест простираения рудных тел по линиям с отбойкой мелких глыб массой 15–30 кг. Для разработки технологической схемы обогащения коренных алмазоносных пород пробы передавались в лаборатории МЕХАНОБР и ВИМС. Методика отбора валовых проб из осепей предшественниками не освещена. В 1988–1992 гг. основная масса валовых проб отбиралась из выкидов канав. Коренные обнажения и часть канав опробованы методом «задирки».

В 1935–1939 гг. штуфные и бороздовые пробы измельчались до 0,2–0,3 см и затем квартовались. Далее навески обрабатывались сильно

действующими кислотами и частично щелочами (NaOH). Нерастворимый остаток промывался и после сушки обрабатывался в бромформе. Тяжёлая фракция пробы просматривалась в катодных лучах с отбором светящихся зёрен вручную. Отобранные зёрна минерала передавались для изучения в минералогическую лабораторию. Обработка пяти валовых проб, отобранных в 1936–1939 гг., не завершена, так как стандартная методика обогащения для саянского типа алмазов оказалась не эффективной. Пробы в 1951 г. обрабатывались по методике разложения горных пород методом сплавления, разработанной в ЦЛ «Главуралсибгеология» В.И.Титовой. Результаты испытаний проб по этой методике – отрицательные. Пробы 1988 г. обработаны по стандартной схеме ЗабНИИ (исполнитель Л.С.Бутина). Результаты – отрицательные. В 1990–1992 гг. пробы обрабатывались по методике ЦНИГРИ (Г.М.Баевская и др., 1983 г.), которая в настоящее время является основной при поисках объектов с большим количеством мелких алмазов.

Добытый и первично просеянный материал фракции -2 см доставлялся к бутаре, оборудованной двухступенчатым грохотом с диаметром сит +12 и +4 мм. Крупные фракции просматривались и отбрасывались в отвал. Фракция -4 мм поступала на наклонный ступенчатый шлюз с установленными промежуточными грохотами с отверстиями 0,4 и 0,2 мм. Смываемый со шлюза мелкий материал улавливался в отстойниках и повторно обогащался на лотках с последующей доводкой до серого-чёрного шлиха, который затем направлялся в минералогическую лабораторию. Материал, сохранившийся на слабо наклонном шлюзе, представлял основную пробу, которая поступала на обогащение на жировой стол с ручным приводом. Низкие для лета температуры от +3 до +12°C, а также их резкие перепады негативно сказывались на жировой основе обогатительного стола, что ухудшало качество промывки. Результаты опробования отрицательные.

В 1935–1939 гг. диагностика алмазов осуществлялась с использованием констант, полученных М.Н.Годлевским для саянских алмазов. Основные из них:

- удельный вес 3,5 г/см<sup>3</sup>;
- кислоты HCl, H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>, HNO<sub>3</sub>, HF на минерал не действуют (при кипячении и на холоде);

- минерал оптически изотропен, участками со слабо выраженным аномальным двупреломлением;
- показатель преломления 2,36–2,39, в одном случае >2,39; определение проводилось иммерсионным методом в сплавах без светофильтров;
- в осколках наблюдались треугольные грани, в одном случае – небольшой осколок с октаэдрической вершиной, закруглёнными рёбрами и треугольными фигурами травления на плоскостях;
- в зёрнах под микроскопом отчётливо видна тонкая, характерная для алмаза, спайность;
- в мелких зёрнах и осколках наблюдается алмазный блеск с характерной «алмазной» игрой;
- твёрдость по шкале Мооса 10 (минерал оставляет чёткую черту на корунде и карборунде);
- при сжигании алмаз сначала покрывается непрозрачным слоем, а затем сгорает (первый опыт); при одновременном сжигании южноафриканского и оспинского алмазов в кислородной струе оба алмаза сгорели без остатка при температуре 700–800°C (второй опыт);
- минерал в большинстве случаев прозрачен и редко окрашен в зеленоватые тона;
- катодно-люминесцентный анализ даёт положительную реакцию, саянский алмаз светится голубым цветом.

Определение алмазов в 1936–1939 гг. проводилось ЦНИЛКС треста «Русские самоцветы», ГОРНОТЕХТРЕСТ, ВИМС, шлиховой лабораторией ЦНИГРИ и М.Ф.Шестопаловым, М.Н.Годлевским под общим кураторством В.Н.Лодочкикова. В 1990–1992 гг. пробы анализировались в ОАО «ИРГИРЕДМЕТ» и «ТулНИГП». Полученные при минералогических исследованиях показатели позволили однозначно идентифицировать выделенные зёрна как алмазы.

В 1992 г. ОАО «ИРГИРЕДМЕТ» выполнен рентгеноструктурный анализ одного из кристаллов алмаза размером 0,45×0,35×0,1 мм. При приготовлении образца для фазового анализа использовались только ударные нагрузки, чтобы исключить натирание материала ступки. Для дробления кристалл помещался в шарик из резинового клея между двумя пластинами сплава марки ВК. Раздробленный образец устанавли-

Объёмы специализированного на алмазы опробования

| Проявления                           | Число проб из коренных пород, проб/масса, кг |         | Число шлиховых проб из рыхлых отложений |               | Объёмы валового опробования, проб/масса, кг 1988–1993 гг. | Число алмазов |
|--------------------------------------|--|---------|---|---------------|---|---------------|
|                                      | Штуфное                                      | Валовое | Рядовое                                 | Мало-объёмное |   |               |
| Графитовое                           | 106/740                                      | 27/*    | 93                                      | 16            | 14/12 778   | 260+10?       |
| Оспинское (Зуносинское), Змеевиковое | 15/160                                       | 4/*     | -                                       | -             | -   | 27            |
| Харьх                                | 11/95  | 1/*     | -                                       | -             | -   | 13+3?         |
| Всего                                | 995 (?)                                      | 450 (?) | 93                                      | 16            | 12 778  | 300+13?       |

\* Сведения по массе проб разноречивы, в подавляющем большинстве они не обработаны и не проанализированы.

вался для съёмки в камеру для исследования поликристаллов РКД. Съёмка велась на нефильтрованном излучении рентгеновской трубки с железным анодом (Об БСВ-22) в режиме: напряжение 30 кВ, сила тока 20 мА, на аппаратуре УРС-2,0. Полученные расчётные данные – совокупность межплоскостных расстояний, параметр решётки, наличие кубической гранецентрированной решётки – указывают на их полное сходство с показателями алмазов-эталонов.

Опробование предшественниками осуществлялось по двум основным направлениям: опробование коренных потенциально алмазоносных пород и рыхлых отложений. В 1936–1939 гг. коренные породы опробовались путём взятия штуфных и валовых проб главным образом из коренных обнажений и осыпей, в 1988–1992 гг. – из канав. Рыхлые отложения в 1936–1939 гг. опробовались из шурфов глубиной 0,5–3,0 м сечением 1,0×1,2 м или 1,2×1,3 м, двух канав глубиной 3,6–5,6 м. В 1988–1992 гг. на участке Графитовый по водотокам выполнено рядовое шлиховое опробование, в том числе отобрано 16 малообъёмных (0,3–0,5 м<sup>3</sup>) из склоновых отложений. Объёмы опробования приведены в таблице. Кроме этого, выполнено картировочное бурение скважин глубиной от 5 до 41 м (27 выработок в четырёх буровых линиях) в долинах р. Хуша-Гол (три линии скважин) и руч. Зелёный для изучения разреза рыхлых отложений.

Приведённые фактические материалы однозначно указывают на наличие в пределах Оспино-Китойского гипербазитового массива четырёх проявлений алмазов, приуроченных к углеродсодержащим ультраосновным породам

и развитым по ним метасоматитам. Подавляющее большинство алмазов установлено в коренном залегании, что является довольно редким прецедентом при весьма незначительном объёме выполненных работ. Следует подчеркнуть, что выявлен главный прямой признак алмазоносности массива – присутствие в его породах алмазов. Содержание и качество последних возможно определить только путём непосредственного опробования.

Использованная предшественниками методика пробоподготовки, в частности дробление породы до размера +2 мм, изначально исключала выделение крупных (>2 мм) кристаллов. Тем не менее были обнаружены обломки кристаллов размером 0,9–1,5 мм. Это в определённой мере свидетельствует о высокой степени вероятности выявления в углеродсодержащих гипербазитах крупных, не менее 5–8 мм, кристаллов алмазов.

При относительно небольшом объёме геологоразведочных работ, выполненных предшественниками, полученные результаты однозначно говорят о высоких перспективах алмазоносности обуглероженных образований массива. Особая проблема саянских проявлений алмазов – отсутствие известных месторождений аналогичного генезиса, что не позволяет в настоящее время сравнить их с месторождением-эталонном и судить о промышленной значимости рассмотренных объектов.

*Миронов Александр Алексеевич,*  
директор ООО «Сибирь Геопоиск»  
hushagol@gmail.com

## DIAMOND POTENTIAL OF OSPIN-KITTOY HYPERBASITE MASSIVE

A.A.Mironov

*Materials of previous researchers who studied the diamond potential of Ospin-Kittoy hyperbasite massive for 1934–1993 period are summarized. The massive is located in Buryatia (Eastern Sayan spurs, Onot-Kittoy interfluve). Diamond potential was determined for carbonaceous peridotites and graphitized quartz-feldspar rocks constituting mineralized veins, stockworks and xenoliths. Study history, methods of diamond sampling and diagnostics are described. Prospective areas are characterized.*

*Key words: diamonds, Ospin-Kittoy massive, hyperbasites, graphitization, carbonaceous peridotites, harzburgites, Sayan folded belt.*

### ПРАВИЛА ОФОРМЛЕНИЯ СТАТЕЙ, ПРЕДСТАВЛЯЕМЫХ В ЖУРНАЛ «РУДЫ И МЕТАЛЛЫ»

1. Статьи направляются на e-mail: rudandmet@tsnigri.ru, rudandmet@yandex.ru.
2. К тексту прилагаются документы: письмо (разрешение на опубликование) руководителя учреждения, экспертное заключение о возможности публикации в открытой печати, сведения об авторе (авторах) – имя, отчество, фамилия, место работы, должность, учёная степень, учёное звание, телефон, e-mail. В конце статьи ставятся подписи всех авторов.
3. Обязательно наличие УДК, аннотации (5–7 предложений) и ключевых слов на русском и английском языках.
4. Максимальный объём статьи – 20 страниц в редакторе MS Word, включая таблицы, графику, список литературы. Таблицы и рисунки помещаются в отдельные файлы (их максимальный размер 23×16 см).
5. Для набора математических формул рекомендуется использовать MS Equation 3.0. Все используемые символы, сокращения и аббревиатуры необходимо расшифровать. Десятичный символ – запятая (0,47); между цифрами – тире без пробелов (5–10); кавычки – «ёлочки».
6. Иллюстративные материалы (не более 5–7) представляются в цветном или чёрно-белом варианте в одном из следующих форматов: CDR для векторной графики, JPG, BMP, TIFF для фотографий, диаграмма MS Excel. Подрисуночные подписи прилагаются на отдельной странице после списка литературы.
7. Список литературы приводится в конце статьи и оформляется в соответствии с ГОСТ Р 7.0.5-2008. Ссылки в тексте на источник даются соответствующим порядковым номером в квадратных скобках. Неопубликованные работы в список не включаются, при необходимости на них делается ссылка в тексте, например (А.А.Иванов, Б.Б.Петров, 2003 г.).
8. Направление в редакцию работ, опубликованных ранее или же намеченных к публикации в других изданиях, не допускается.

## ИЗВЛЕЧЕНИЕ ПОПУТНЫХ КОМПОНЕНТОВ ИЗ ОКЕАНИЧЕСКИХ ЖЕЛЕЗОМАРГАНЦЕВЫХ КОНКРЕЦИЙ

А.И.Романчук,  
Д.Я.Кошель,  
А.В.Карева

ФГУП Центральный научно-исследовательский  
геологоразведочный институт цветных  
и благородных металлов,  
г. Москва

В.М.Юбко,  
И.Н.Пономарёва

ГНЦ ФГУП «Южморгеология»,  
г. Геленджик

*Приведены результаты исследований в области гидрометаллургической переработки ЖМК, основанной на выщелачивании меди, никеля, кобальта и марганца сернистым ангидридом. Получены медный, никель-кобальтовый и марганцевый концентраты, а также выявлен характер распределения основных и попутных полезных компонентов по продуктам переработки. Установлено, что основная часть цинка концентрируется в никель-кобальтовом концентрате, откуда может быть извлечена при его дальнейшей переработке. Молибден полностью остаётся в нерастворимом остатке. Экспериментально показана возможность его выщелачивания растворами соды с последующим извлечением на анионообменную смолу АМ-2Б. Проанализировано распределение редкоземельных металлов (РЗМ) по продуктам переработки ЖМК.*

*Ключевые слова: медь, никель, кобальт, марганец, цинк, молибден, редкоземельные металлы, гидрометаллургическая технология, ЖМК.*

В рамках реализации прав на доступ к минеральным ресурсам Международного района морского дна (Района), предусмотренных Конвенцией ООН по морскому дну и морскому праву 1982 г., Российской Федерацией в лице ГНЦ ФГУП «Южморгеология» заключён пятнадцатилетний контракт на разведку ЖМК в пределах участка дна Района площадью 75 тыс. км<sup>2</sup>, расположенного в зоне Кларион-Клиппертон Тихого океана. По сути, контракт представляет собой лицензионное соглашение на пользование участком недр Района, предусматривающее, в том числе, разработку технологии переработки ЖМК. Основные полезные компоненты глубоководных руд – медь, никель, кобальт и марганец [3]. Наряду с ними ЖМК содержат попутные компоненты – цинк и редкие металлы (молибден, редкоземельные элементы, главным образом цериевой группы), возможность извлечения

которых зависит от характера распределения по конечным продуктам переработки ЖМК.

Ранее ФГУП «ЦНИГРИ» провёл ряд исследований в области гидрометаллургической технологии переработки ЖМК, основанной на выщелачивании цветных металлов и марганца сернистым ангидридом с последующим получением из раствора медного, никель-кобальтового и марганцевого концентратов [5, 6]. Установлено, что извлечение меди из продуктивных растворов эффективно достигается осаждением элементарной серой в присутствии восстановителя, а никеля и кобальта – порошками элементарной серы и металлического марганца (рис. 1). Марганцевый концентрат или электролитический марганец получают из оставшегося сульфатного раствора.

Разработанная технологическая схема обеспечивает эффективную переработку ЖМК при

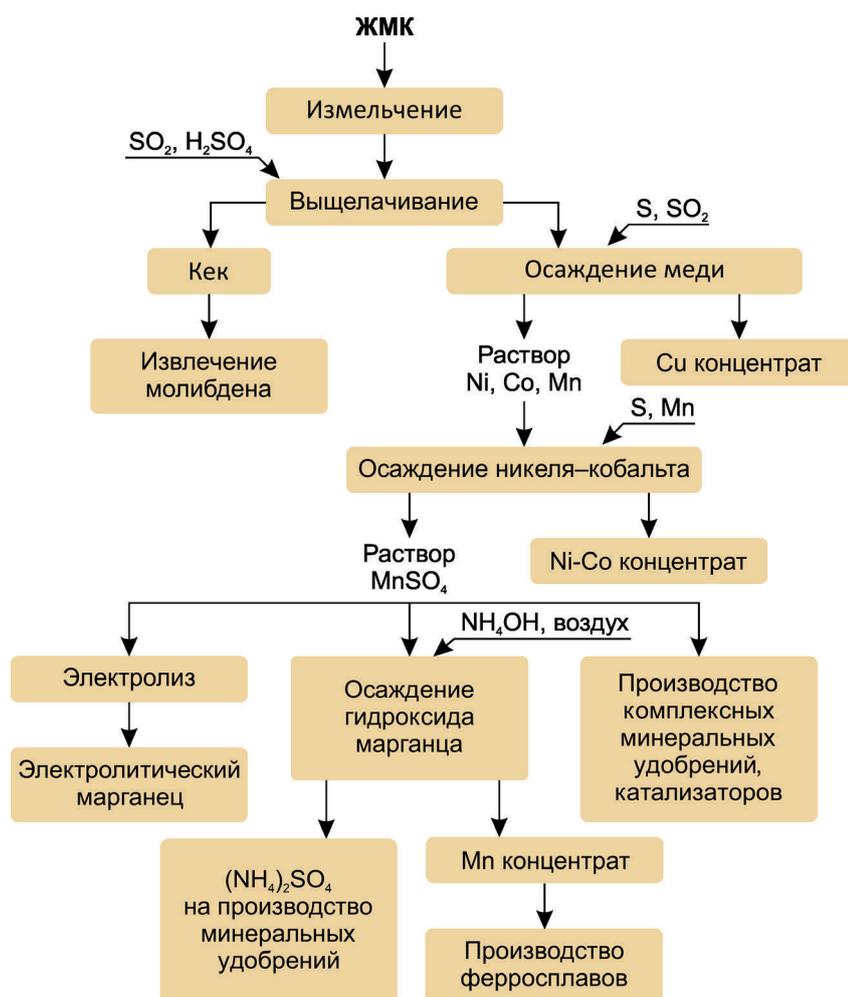


Рис. 1. Технологическая схема переработки ЖМК

минимальных энергетических затратах и расходах реагентов. В целях оценки возможности извлечения по этой схеме попутных полезных компонентов на пробе ЖМК, отобранной на лицензионном участке ГНЦ ФГУГП «Южморгеология» в зоне Кларион-Клиппертон, выполнены специальные исследования. Содержание металлов в руде, %: 1,14 Cu, 1,41 Ni, 0,22 Co, 29,0 Mn, 5,24 Fe, 0,15 Zn, 0,063 Mo. Выщелачивание ЖМК проводили в реакторе-турбоаэраторе. Содержание  $\text{SO}_2$  в газо-воздушной смеси 12 об. %. Для осаждения концентратов цветных металлов и марганца использовали реакторы с механическими мешалками. Содержания Cu, Ni, Co, Mn, Zn, Mo в исходных рудах и полученных продуктах определяли количественными методами химического анализа, редких металлов – приближённо-количественным масс-спектрометрическим (МС ИСП) методом.

В результате переработки ЖМК по приведённой на рис. 1 технологической схеме получены медный, никель-кобальтовый и марганцевый концентраты (табл. 1). Извлечение в концентрат Cu составило 88,3, Ni – 97,0, Co – 92,2, Mn – 95,1%. Основная часть цинка извлекается в никель-кобальтовый концентрат, где его содержание достигает 0,72%. Поскольку цинк является вредной примесью как в никелевых, так и в кобальтовых продуктах, в процессе промышленной переработки никель-кобальтовых концентратов проводится очистка от цинка [4]. Таким образом, конечные цинковые продукты могут быть получены на стадии переработки никель-кобальтовых концентратов традиционными методами.

Молибден практически полностью остаётся в нерастворимом остатке (кеке), выход которого составляет 36,6% от массы исходной руды,

### 1. Показатели извлечения металлов при гидрометаллургической переработке ЖМК, %

| Продукты         | Содержание   |              |             |              |              |             |      | Извлечение  |             |             |             |             |            |             |
|------------------|--------------|--------------|-------------|--------------|--------------|-------------|------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|------------|-------------|
|                  | Cu           | Ni           | Co          | Fe           | Mn           | Mo          | Zn   | Cu          | Ni          | Co          | Fe          | Mn          | Mo         | Zn          |
| ЖМК              | 1,14         | 1,41         | 0,22        | 5,24         | 29,0         | 0,063       | 0,15 |             |             |             |             |             |            |             |
| Cu концентрат    | <b>59,40</b> | 0,02         | 0,003       | 0,13         | 0,03         | -           | 0,02 | <b>88,3</b> | -           | -           | -           | -           | -          | 0,2         |
| Ni-Co концентрат | 0,319        | <b>11,62</b> | <b>1,72</b> | 0,66         | 6,91         | -           | 0,72 | 3,3         | <b>97,0</b> | <b>92,2</b> | 1,5         | 2,5         | -          | <b>56,8</b> |
| Mn концентрат    | 0,001        | 0,001        | 0,001       | 0,60         | <b>52,30</b> | -           | 0,08 | 0,1         | 0,1         | 0,4         | 7,1         | <b>95,1</b> | -          | <b>32,4</b> |
| Отвальный кека   | 0,25         | 0,11         | 0,04        | <b>12,60</b> | 2,10         | <b>0,17</b> | 0,04 | 8,3         | 2,9         | 7,4         | <b>91,4</b> | 2,4         | <b>100</b> | 10,6        |

### 2. Показатели выщелачивания молибдена растворами $\text{Na}_2\text{CO}_3$ и $\text{H}_2\text{SO}_4$

| Выщелачивание $\text{Na}_2\text{CO}_3$    |   |               |                  | Выщелачивание $\text{H}_2\text{SO}_4$    |  |               |                  |
|---|---|---------------|------------------|--|--|---------------|------------------|
| Концентрация $\text{Na}_2\text{CO}_3$ , % | Расход $\text{Na}_2\text{CO}_3$ , кг/т кека | Выход кека, % | Извлечение Mo, % | Концентрация $\text{H}_2\text{SO}_4$ , % | Расход $\text{H}_2\text{SO}_4$ , кг/т кека | Выход кека, % | Извлечение Mo, % |
| 10  | 197   | 90,9          | 56,7             | 14                                       | 149  | 62,8          | 59,8             |
| 15  | 282   | 92,3          | 59,2             | 22                                       | 216  | 59,1          | 75,6             |
| 20  | 355   | 90,5          | 65,8             | 39                                       | 432  | 50,7          | 98,1             |

за счёт чего содержание Mo увеличивается до 0,17% против 0,063% в ЖМК. Для его извлечения необходима организация отдельной технологической цепочки.

Основным промышленно значимым минералом для получения молибдена из традиционного сырья является молибденит  $\text{MoS}_2$ . Его содержание в рудах невелико – десятки доли процента и менее, но при обогащении руд получают сульфидные флотационные концентраты с содержанием Mo >40%. Молибденовые концентраты направляют на обжиг с последующим выщелачиванием щелочными растворами. В кеках переработки ЖМК содержание Mo достаточно высокое – 0,17%. Но нужно учитывать, что присутствие молибдена в кеках в окисленной форме делает невозможным его концентрирование относительно простыми методами флотации. Следовательно, необходимо решать задачу извлечения молибдена с использованием более затратных гидрометаллургических технологий, которые применяют для переработки молибденовых концентратов. Так, при переработке обожжённых молибденовых концентратов ис-

пользуют аммиачные растворы, в которых хорошо растворяются молибденовый ангидрид и молибдаты цветных металлов. Более универсальный реагент – раствор соды, растворяющий все молибдаты. В промышленности выщелачивание 8–10%-ными растворами соды применяют для переработки бедных повеллитовых концентратов [1]. Учитывая, что кеки выщелачивания ЖМК получены в сернокислотных растворах, в качестве реагента для извлечения молибдена целесообразно также исследовать возможность применения серной кислоты.

Эксперименты по извлечению молибдена из кеков выщелачивания ЖМК растворами соды и серной кислоты выполнены в следующих условиях: отношение Т:Ж=1:4, Т 90°C, продолжительность выщелачивания 2 ч, концентрация соды или кислоты в растворе – переменная. При выщелачивании 10%-ным раствором соды извлечение молибдена составило 56,7%, расход соды – 197 кг/т кека (табл. 2). Повышение концентрации  $\text{Na}_2\text{CO}_3$  в растворе до 20% позволяет увеличить извлечение Mo до 65,8%, однако при этом расход соды возрастает на 80% – до

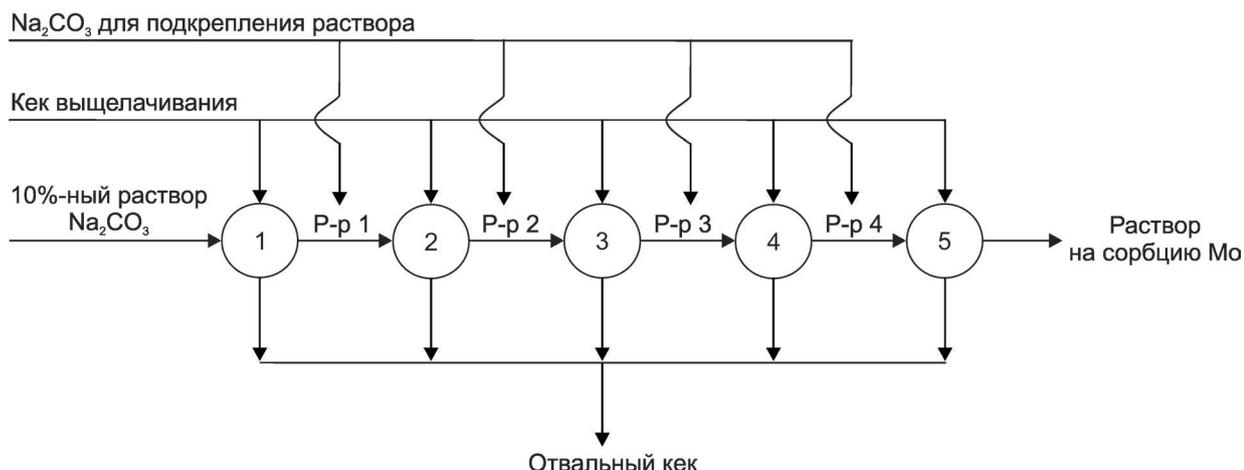


Рис. 2. Схема пятиступенчатого выщелачивания кека с получением молибденового раствора

355 кг/т кека. Принимая во внимание это обстоятельство, в качестве оптимального рекомендуется выщелачивание молибдена 10%-ным раствором соды, что соответствует практике переработки бедных молибденовых продуктов.

При выщелачивании молибдена растворами серной кислоты извлечение его составило 59,8–98,1% в зависимости от концентрации кислоты. Расход кислоты 149–432 кг/т кека, причём основная её часть затрачивается на растворение нерудных компонентов, на что указывает снижение выхода кека до 38–50% от его исходной массы. Таким образом, в случае применения серной кислоты в продуктивные растворы переходят нежелательные примеси, что усложняет извлечение из них молибдена, поэтому применение сернокислотного выщелачивания молибдена не рекомендуется.

Содержание молибдена в растворах выщелачивания содой не превышает 0,3 г/л. Для увеличения концентрации металла в продуктивном растворе проведено пятиступенчатое выщелачивание с подкреплением раствора после каждой стадии до достижения концентрации

соды 10% (рис. 2). Это позволило увеличить содержание Мо в продуктивном растворе до 1,23 г/л (табл. 3).

В щелочных растворах молибден присутствует в виде комплекса  $(MoO_4)^{2-}$ . Для его извлечения применяли анионообменную смолу АМ-2Б, содержащую обменные группы  $-CH_2-N(CH_3)_2$ ,  $-CH_2-N(CH_3)_3$ . Сорбцию проводили при pH 4,  $T 25^\circ C$ ; загрузка смолы составляла 5% от объёма раствора. Смолу предварительно выдерживали в 0,1 н растворе NaOH или дистиллированной воде.

Кинетика сорбции молибдена на ионообменную смолу свидетельствует об эффективности процесса (табл. 4, рис. 3). Уже в течение первого часа обеспечивается извлечение на смолу 97,8–98,6% Мо. При увеличении продолжительности сорбции до двух часов извлечение Мо превышает 99% независимо от метода её предварительной подготовки и в дальнейшем изменяется незначительно. Переработка молибденовых растворов после десорбции металла со смолы аммиачными растворами возможна традиционными методами [2].

### 3. Суммарные показатели пятиступенчатого выщелачивания молибдена

| Продукты             | Выход, л, г | Содержание Мо, г/л, % | Извлечение Мо, % |
|----------------------|-------------|-----------------------|------------------|
| Мо раствор           | 0,6         | 1,23                  | 52,4             |
| Отвальный кек        | 910         | 0,09                  | 47,6             |
| Мо кек выщелачивания | 1000        | 0,172                 | 100,0            |

Содержание редких элементов в изученной пробе ЖМК по результатам приближённо-количественного масс-спектрометрического анализа приведено в табл. 5, распределение по конечным продуктам гидрометаллургической переработки ЖМК – в табл. 6. Наиболее высокие содержания в исходных рудах определены для Се 294 г/т и Nd 113 г/т. Обращает на себя внимание повышенная концентрация Sr 577 г/т.

Основные рудные минералы при промышленном производстве редкоземельных металлов в настоящее время – бастнезит (фторокарбонат редкоземельных металлов), монацит, лопарит. Крупнейшими ресурсами РЗМ обладает Китай, на долю которого приходится ~96% мирового производства. В России извлечение РЗМ ведётся только на Ловозерском лопаритовом месторождении в Мурманской области. Его руды содержат редкоземельные элементы преимущественно цериевой группы (в среднем ~1,12%). При обогащении руд получают лопаритовые (комплексные титан-тантал-ниобий-редкоземельные) концентраты, содержащие не менее 95% лопарита. Из концентрата гидрометаллургическими методами получают карбонаты и оксиды редких земель. Производство чистых металлов в России не осуществляется. Учитывая низкое содержание редких металлов в ЖМК, экономическая целесообразность их извлечения зависит от степени концентрирования в продуктах переработки конкреций.

Анализ результатов определений содержания редких металлов в конечных продуктах

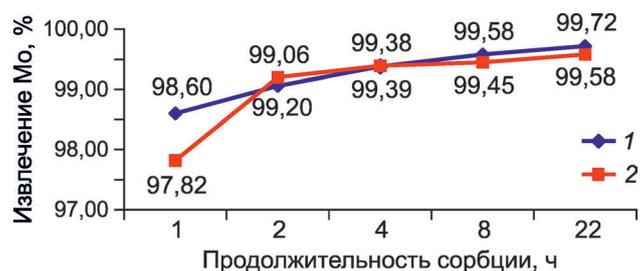


Рис. 3. Кинетика сорбции молибдена из раствора:

1 – обработка смолы АМ-2Б 0,1 н раствором NaOH;  
2 – обработка смолы АМ-2Б дистиллированной водой

гидрометаллургической переработки ЖМК показывает, что извлечение РЗМ в медный концентрат незначительно и не превышает долей процента. В никель-кобальтовом концентрате содержание иттрия и редкоземельных элементов цериевой группы, за исключением церия, выше, чем в исходных ЖМК и остальных продуктах его переработки. В никель-кобальтовый концентрат, выход которого составляет 11,33% от массы исходных ЖМК, переходит от 22 до 85% указанных металлов. Основная часть церия, ниобия, лантана, стронция остаётся в нерастворимом остатке и частично переходит в марганцевый концентрат.

В заключение отметим следующее.

- Гидрометаллургическая технология обеспечивает высокие показатели извлечения из ЖМК основных полезных компонентов, %: 88,3 Cu, 97,0 Ni, 92,2 Co, 95,1 Mn.

#### 4. Кинетика извлечения молибдена из раствора

| Продолжительность сорбции, ч | Содержание Мо в растворе, г/л |  |  | Извлечение Мо на смолу, %                      |  |
|------------------------------|-------------------------------|--|--|--|--|
|                              | в исходном                    | в конечном растворе                            |  | Обработка смолы АМ-2Б                          |  |
|                              |                               | Предварительная обработка 0,1 н раствором NaOH | Предварительная обработка дистиллированной водой | Предварительная обработка 0,1 н раствором NaOH | Предварительная обработка дистиллированной водой |
| 1                            | 1,23                          | 0,017  | 0,027  | 98,6   | 97,8   |
| 2                            | 1,23                          | 0,012  | 0,010  | 99,1   | 99,2   |
| 4                            | 1,23                          | 0,008  | 0,008  | 99,4   | 99,4   |
| 8                            | 1,23                          | 0,005  | 0,007  | 99,6   | 99,5   |
| 22                           | 1,23                          | 0,003  | 0,005  | 99,7   | 99,6   |

### 5. Содержание редких металлов в ЖМК и продуктах переработки конкреций, г/т

| Продукты          | Выход,<br>% | La   | Sc    | Sr   | Y    | Nb    | Ce   | Pr   | Nd   | Sm   | Eu   | Gd   | Tb  | Dy  | Ho   | Er  | Tm   | Yb   | Lu   | Ta    |
|-------------------|-------------|------|-------|------|------|-------|------|------|------|------|------|------|-----|-----|------|-----|------|------|------|-------|
| ЖМК               | 100         | 83   | 9,25  | 577  | 66,2 | 18,8  | 294  | 29,9 | 113  | 35,3 | 7,99 | 27,1 | 4,7 | 27  | 5,35 | 16  | 2,67 | 14,9 | 2,48 | 0,17  |
| Си концентрат     | 1,63        | 12,3 | 1     | 3,31 | 0,21 | 0,32  | 35,9 | 0,6  | 18,6 | 6,56 | 1,78 | 4,89 | 1,2 | 5,2 | 1,17 | 1,3 | 0,5  | 2,23 | 0,34 | 0,1   |
| Ni-Co концентрат  | 11,33       | 31,8 | 14    | 33,6 | 183  | 7,34  | 157  | 20   | 154  | 85,7 | 23,7 | 72,3 | 19  | 119 | 30,9 | 113 | 10   | 90,5 | 13,8 | 0,1   |
| Mn концентрат     | 57,15       | 38,1 | 1     | 9,13 | 60,9 | 0,1   | 173  | 19   | 36,9 | 17,8 | 4,42 | 11,1 | 2,3 | 11  | 1,68 | 6,4 | 1    | 6,48 | 1    | 0,1   |
| Кек выщелачивания | 36,59       | 157  | 11,85 | 1398 | 20,2 | 30,55 | 367  | 21   | 78,7 | 18,4 | 4,11 | 11,2 | 1,7 | 8,2 | 1,63 | 5   | 0,7  | 4,31 | 0,53 | 0,436 |

### 6. Распределение редких металлов по продуктам переработки ЖМК, %

| Продукты          | Выход,<br>% | La    | Sc   | Sr   | Y    | Nb   | Ce   | Pr   | Nd   | Sm    | Eu   | Gd   | Tb   | Dy   | Ho   | Er    | Tm    | Yb    | Lu   | Ta    |
|-------------------|-------------|-------|------|------|------|------|------|------|------|-------|------|------|------|------|------|-------|-------|-------|------|-------|
| ЖМК               | 100         | 100   | 100  | 100  | 100  | 100  | 100  | 100  | 100  | 100   | 100  | 100  | 100  | 100  | 100  | 100   | 100   | 100   | 100  | 100   |
| Си концентрат     | 1,63        | 0,3   | 0,2  | -    | -    | -    | 0,2  | -    | 0,4  | 0,4   | 0,4  | 0,4  | 0,4  | 0,3  | 0,4  | 0,1   | 0,5   | 0,3   | 0,2  | 1,0   |
| Ni-Co концентрат  | 11,33       | 4,5   | 17,8 | 0,7  | 32,5 | 4,6  | 6,3  | 7,7  | 22,5 | 38,2  | 34,9 | 36,0 | 47,4 | 51,9 | 68,0 | 85,8  | 63,2  | 71,5  | 65,5 | 6,9   |
| Mn концентрат     | 57,15       | 24,9  | 5,9  | 0,9  | 49,8 | 0,3  | 31,9 | 33,5 | 24,8 | 36,5  | 30,0 | 26,0 | 27,0 | 22,5 | 17,0 | 22,3  | 29,7  | 23,6  | 21,8 | 31,9  |
| Кек выщелачивания | 36,59       | 71,9  | 48,7 | 92,1 | 11,6 | 61,8 | 47,4 | 27,3 | 37,1 | 26,5  | 19,5 | 18,0 | 13,9 | 11,5 | 11,5 | 12,3  | 14,4  | 11,0  | 8,0  | 97,4  |
| Итого             |             | 101,5 | 72,5 | 93,7 | 93,9 | 66,7 | 85,8 | 68,5 | 84,8 | 101,6 | 84,8 | 80,4 | 88,8 | 86,2 | 96,9 | 120,5 | 107,8 | 106,4 | 95,6 | 137,1 |
| Невязка           |             | -1,5  | 27,5 | 6,3  | 6,1  | 33,3 | 14,2 | 31,5 | 15,2 | -1,6  | 15,2 | 19,6 | 11,2 | 13,8 | 3,1  | -20,5 | -7,8  | -6,4  | 4,4  | -37,1 |

- Цинк, содержание которого в ЖМК составляет 0,15%, в процессе переработки в основном концентрируется в никель-кобальтовом концентрате, откуда будет попутно извлекаться при получении из концентрата чистых металлов.
- Молибден практически полностью остаётся в нерастворимом остатке, где его содержание 0,17%. Извлечение Мо из кека 10%-ным раствором соды составляет 52–56%. Из раствора молибден с высокими показателями (>99%) извлекается на анионообменную смо-

лу АМ-2Б. Сквозное извлечение Мо из ЖМК >56%. Таким образом, технологическая возможность извлечения этого попутного компонента установлена, для определения экономической целесообразности извлечения необходимо выполнение соответствующих технико-экономических расчётов.

Содержания РЗМ в ЖМК и продуктах их переработки определены приближённо-количественным методом анализа, что обусловило значительную невязку материального баланса ряда элементов. Тем не менее, полученные ре-

зультаты позволяют сделать вывод о том, что редкоземельные металлы – Y, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, перешедшие в никель-кобальтовый концентрат, имеют перспективы попутного извлечения в процессе дальнейшей его переработки до металлических никеля и кобальта. Главный элемент группы – церий – остаётся в нерастворимом остатке и частично переходит в марганцевый концентрат. Учитывая низкое содержание РЗМ и невозможность их концентрирования из указанных продуктов простыми методами, извлечение РЗМ из отвальных кеков и марганцевого концентрата не перспективно.

*Геологические материалы, представленные в статье, получены в рамках государственного контракта № 47/01/112-1.*

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Зеликман А.Н. Молибден. – М.: Metallurgy, 1970.
2. Зеликман А.Н., Меерсон Г.А. Metallurgy редких металлов. – М.: Metallurgy, 1973.
3. Минералого-геохимические методы изучения железомарганцевых руд Мирового океана / Под ред. Г.А.Машковцева // Тр. совещания «Совершенство

вание минералого-геохимических методов изучения и подготовки к освоению железомарганцевых руд Мирового океана». 20–21 марта 2007 г. М., 2009.

4. Резник И.Д., Ермаков Г.П., Шнеерсон Я.М. Никель. Т. 3. – М.: ООО «Наука и технологии», 2003.
5. Романчук А.И., Ивановская В.П. Способ переработки подводных железомарганцевых руд // Патент № 2184163. 2002.
6. Романчук А.И., Ивановская В.П. Способ переработки подводных железомарганцевых руд // Патент № 2231569. 2004.

*Романчук Александр Ильич,  
кандидат технических наук  
romantchouk@yandex.ru*

*Кошель Дмитрий Яковлевич,  
научный сотрудник*

*Карева Анастасия Владимировна,  
инженер*

*Юбко Валерий Михайлович,  
главный геолог*

*Пономарева Ирина Николаевна,  
зам. главного геолога*

### EXTRACTION OF BY-PRODUCTS FROM OCEANIC Fe-Mn NODULES

A.I.Romanchuk,  
D.Ya.Koshel,  
A.V.Kareva,  
V.M.Yubko,  
I.N.Ponomaryova

*The paper presents research results in the field of hydrometallurgical nodule processing based on Cu, Ni, Co and Mn leaching by disulfide. Copper, nickel-cobalt and manganese concentrates were produced, distribution pattern of predominant and by-products of processing was identified. It was found that the bulk of zinc is concentrated in nickel-cobalt concentrate and extractable in its further processing. Molybdenum remains in insoluble residue completely. Experiments showed its amenability for leaching by soda solutions followed by extraction on anion-exchange resin AM-2B. Rare-earth metal distribution on nodule processing products was analyzed.*

*Key words: copper, nickel, cobalt, manganese, zinc, molybdenum, rare-earth metals, hydrometallurgical technology, Fe-Mn nodules.*

## ПРОБЛЕМА КОЛИЧЕСТВЕННОЙ ОЦЕНКИ СЫРЬЕВЫХ БАЗ ЗАРУБЕЖНЫХ СТРАН

И.В.Егорова

ООО «Минерал-Инфо»,

г. Москва

*Количественная оценка сырьевых баз полезных ископаемых зарубежных стран и мира в целом основана на мониторинге информации, содержащейся в отчётах публичных горнодобывающих компаний перед акционерами. Для стран, на территории которых публичные компании не действуют или их роль невелика, используются данные геологических служб, иных официальных органов, специализированных агентств, а также экспертные оценки.*

*Ключевые слова: запасы, ресурсы, минеральное сырьё, месторождения, горнодобывающие компании, геологическая служба, зарубежные страны, мир.*

Количественная оценка сырьевых баз полезных ископаемых зарубежных стран и мира в целом достаточно сложна, поскольку только в отдельных государствах геологические службы ведут учёт запасов и ресурсов полезных ископаемых в недрах (вариант такого учёта реализован в России). Для остальных стран эта задача решается в большинстве случаев на основе экспертных оценок, базирующихся главным образом на субъективных ощущениях специалистов, в той или иной степени знакомых с геологией и горной промышленностью конкретной страны.

В своё время значительный вклад в количественную оценку сырьевых баз ряда зарубежных стран внесли сотрудники Всероссийского научно-исследовательского института геологии зарубежных стран (ВНИИЗарубежгеология). В ходе выполнения контрактов, заключённых с правительствами многих государств Европы, Юго-Восточной Азии, Африки, Ближнего и Среднего Востока, Монголии, Кубы, проводились научное обобщение и анализ материалов по геологии и полезным ископаемым этих стран, что позволило оценить ресурсный потенциал и запасы их в недрах. На данной основе, а также исходя из иностранных источников информации [8, 13, 14 и др.], институт ежегодно, вплоть до 1994 г. включительно, издавал обзоры «Минеральные ре-

сурсы зарубежных стран», содержавшие достаточно полную статистическую информацию о ресурсах и запасах стран мира и даже среднем содержании полезного компонента в рудах.

Позднее эту работу взял на себя Центр «Минерал» ФГУНПП «Аэрогеология». Особенностью его деятельности стало использование компьютерных технологий, а чуть позднее – сети Интернет. В ходе мониторинга многочисленных зарубежных и российских источников информации (тех же, которыми пользовались сотрудники ВНИИЗарубежгеологии, и многих других) создан обширный, постоянно обновляемый информационный массив, содержащий оценки объёмов минерально-сырьевых баз зарубежных стран в ретроспективе.

Однако при мониторинге обнаружилось, что определённых сведений о сырьевых базах большинства государств найти невозможно. Даже такая мощная организация как Геологическая служба США не располагает точной информацией о запасах и ресурсах полезных ископаемых в недрах разных стран; её оценки чаще всего основываются на экспертных мнениях. Нередки случаи, когда после посещения экспертом какой-либо страны оценка объёма её ресурсного потенциала существенно менялась, иногда в несколько раз. Стало понятно – технологии под-

## 1. Официальные источники информации о запасах и ресурсах полезных ископаемых некоторых стран

| Страны    | Страница сайта Геологической службы или соответствующего агентства   |
|-----------|--|
| Австралия | Australian Government, Geoscience Australia. Australia's Identified Mineral Resources  |
| Бразилия  | Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM). Sumario Mineral  |
| Китай     | National Bureau of Statistics of China. China Statistical Yearbook. Resources and Environment. Ensured Reserves of Major Mineral |
| Индия     | Government of India. Ministry of Mines. Indian Bureau of Mines. Mining & Mineral Statistics. Statistical Profiles of Minerals    |
| США       | USGS. Minerals Information. Mineral Commodity Summaries  |
| Казахстан | Комитет геологии и недропользования Министерства по инвестициям и развитию РК. Запасы, добыча, инвестиции                        |
| Перу      | Peru. Ministerio de Energía y Minas  |
| Индонезия | ESDM. Publication. Key Indicator of Indonesia EMR. Key Indicator of Indonesia Energy and Mineral Resources                       |
| Киргизия  | Геопортал Кыргызстана. Геология. Минерально-сырьевые ресурсы   |
| Чехия     | Czech Geological Survey. Ministry of the Environment of the Czech Republic. Mineral Commodity Summaries of the Czech Republic    |
| Куба      | Geologica Acta   |
| Украина   | Мінеральні ресурси України   |

счёта запасов в недрах, подобной действующей в России, нигде в мире не существует, хотя геологические службы некоторых стран оценивают сырьевой потенциал своих территорий. Ежегодно выходят издания геологических служб Австралии, Бразилии, Китая, Индии, Казахстана, Перу, Чехии и др. Нечто подобное российскому Государственному балансу запасов полезных ископаемых периодически составляется в Украине. Официальные источники информации о запасах и ресурсах полезных ископаемых ряда стран приведены в табл. 1. Доступных источников с подобными данными в остальных странах нет.

Следует подчеркнуть, что, за исключением России и некоторых государств постсоветского пространства, оценка сырьевого потенциала большинства стран, проводимая соответствующими геологическими службами, базируется на данных компаний, ведущих эксплуатацию и (или) освоение месторождений полезных ископаемых на их территории. Большинство гор-

нодобывающих и практически все юниорные компании – публичные. Ключевым документом при проведении первичного публичного предложения акций (IPO), котировке акций, получении банковских кредитов и т.д. является отчёт о минеральных ресурсах и запасах, который определяет размер сырьевых активов горного предприятия и формируется в соответствии со стандартом CRIRSCO (Committee for Mineral Reserves International Reporting Standards) [1, 2]. В кодекс CRIRSCO инкорпорированы национальные стандарты Австралии (JORC), Канады (CIM), Чили (National Committee), стран Европы (PERC), Монголии (MPIGM), ЮАР (SAMREC), США (SME). Единообразие, достигнутое в последние годы в оценке ресурсов и запасов минерального сырья, даёт уверенность в сопоставимости данных разных компаний и означает принципиальную возможность не только их оценки в пределах конкретного месторождения, но и сравнения этих данных в регионе, стране и мире в целом.

Геологические службы, оценивая сырьевой потенциал страны, в большинстве случаев суммируют данные отчётов компаний о минеральных ресурсах и запасах полезных ископаемых. При этом используются, разумеется, те категории ресурсов и запасов, которые применяются компаниями, т.е. категории стандарта CRIRSCO. Например, Геологическая служба Австралии в качестве запасов каждого полезного ископаемого в своих недрах приводит сумму запасов категорий *proved+probable reserves* (промышленные запасы) разрабатываемых и осваиваемых месторождений данного вида минерального сырья и сумму их идентифицированных ресурсов (*identified resources*), представляющих собой ресурсы категорий *measured+indicated+inferred resources* (ресурсы), по данным действующих в стране горнодобывающих компаний. Так же, за некоторыми исключениями, функционируют геологические службы других стран.

Следовательно, чтобы оценить запасы и ресурсы минерального сырья любой страны, достаточно иметь информацию обо всех разрабатываемых и осваиваемых месторождениях на её территории. Это позволит получить корректную оценку количества данного минерального сырья в недрах, которую можно сопоставить с данными по другим странам. Получить исчерпывающую информацию такого рода достаточно сложно, однако в мире существует много стран, на территории которых разрабатывается только одно или несколько месторождений определённого вида сырья. При условии, что их владельцами являются публичные компании, задача становится вполне реальной.

Мониторинг состояния минерально-сырьевых баз зарубежных стран, который Центр «Минерал» (теперь ООО «Минерал-Инфо») ведёт уже 20 лет, включает работу с сайтами геологических служб или иных официальных органов государств, занимающихся оценкой сырьевых баз своих и других стран. Но в последние годы, благодаря свободному доступу в Интернет, многократно увеличившему возможности поиска информации, особенно по зарубежным странам, наше внимание сконцентрировано прежде всего на отслеживании деятельности горнодобывающих и юниорных компаний. Публичные компании регулярно, по крайней мере, раз в год, публикуют в открытом доступе в сети Интернет отчёты перед акционерами о своей дея-

тельности. Последние содержат широкий спектр финансовых и производственных показателей работы компании, в том числе результаты подсчёта запасов и ресурсов минерального сырья каждого месторождения, лицензией на которое владеет данная компания, по каждому виду сырья. Сведения приводятся по состоянию на конец календарного или финансового года, а нередко чаще, поскольку зарубежные компании проводят пересчёт горных активов при каждом значимом изменении цен на соответствующие сырьевые товары. Всё это отслеживается специалистами ООО «Минерал-Инфо» и вносится в специально сконструированную информационную систему (ИС) «Минерал», которая к настоящему моменту включает постоянно обновляемые данные более чем о 10 000 месторождений 25 важнейших видов минерального сырья зарубежных стран.

Таким образом, мониторинг отчётов публичных компаний перед акционерами даёт возможность получать достоверные сведения о запасах и ресурсах минерального сырья на эксплуатируемых и осваиваемых месторождениях всего мира. Имея такую информацию, несложно подсчитать сумму запасов (ресурсов) полезных ископаемых для значительного числа стран. Безусловно, подобное утверждение справедливо не для всех государств мира. Прежде всего, эту методику можно использовать для оценки сырьевого потенциала стран, национальные стандарты которых вошли в кодекс CRIRSCO. Кроме Австралии, Геологическая служба которой регулярно выполняет такую оценку, в их числе такие крупные продуценты минерального сырья, как Канада, США, Чили, ЮАР, а также Монголия. Помимо этого, сравнительно ограниченного набора, в список входит большое количество государств с рыночной экономикой, горнодобывающая промышленность которых находится в ведении частного бизнеса. В этом случае основную роль в отрасли играют публичные компании, использующие в своей деятельности кодекс CRIRSCO, что позволяет корректно оценивать величину сырьевой базы государств (Индонезия, Венесуэла, Аргентина, Боливия, Мексика, Перу, Турция и др.).

Ещё одна категория стран, попадающих в сферу мониторинга, это так называемые страны третьего мира – сравнительно слабо развитые государства Африки, Азии, отчасти Латинской

Америки, где, однако, минерально-сырьевой комплекс играет в экономике важную роль. В таких странах, при условии хотя бы минимально благоприятного инвестиционного климата, в его создании и дальнейшем функционировании принимают участие иностранные компании. Здесь активно действуют юниорные компании, преимущественно канадские и австралийские. Найденные ими объекты разведываются с применением стандартов CRIRSCO. На этих же стандартах, как правило, базируется и дальнейшее освоение выявленных месторождений, даже если его владельцем становится национальная компания или совместное предприятие, хотя часто их разрабатывают также иностранные компании. Например, в золотодобывающей отрасли такого крупного продуцента, как Гана, практически нет национальных компаний – её месторождения разрабатывают транснациональные корпорации Newmont Mining Corp., Gold Fields Ltd., AngloGold Ltd., Kinross Gold Corp., а также австралийские Resolute Mining Ltd., Noble Mineral Resources Ltd., Perseus Mining Company Ltd. и канадские Golden Star Resources Ltd., Endeavour Mining Corp., Asanko Gold Inc. Все они, в том числе и транснациональные корпорации, – публичные, работают по стандартам CRIRSCO, что позволяет достаточно точно оценивать величину сырьевой базы золота страны.

Конечно, не все транснациональные корпорации публикуют свою отчётность в полном объёме. Это может зависеть от степени государственного участия: если доля государственных средств велика, то у компании нет необходимости раскрывать информацию о своей деятельности в сети Интернет для доступа к ней акционеров. Такие компании отчитываются перед государством, а сведения об их деятельности, попадающие в открытый доступ, обычно ограничены. С другой стороны, транснациональные компании, даже публикующие подробную информацию о себе в открытом доступе, часто ограничиваются данными об основных видах минерального сырья. О попутных полезных ископаемых или о тех, которые компания считает непрофильными, сведения даются в общем виде, без разбивки не только по месторождениям, но иногда и по странам. Так, компания Codelco, подробно информируя о добыче и производстве меди, гораздо меньше внимание уделяет добыче попутного молибдена, хотя является од-

ним из ведущих его продуцентов в мире. Это затрудняет оценку запасов и ресурсов таких компонентов, но не делает её невозможной.

Итак, в мире имеется значительное число государств, сырьевая база которых может быть оценена по сопоставимым критериям и с достаточной степенью надёжности. Установление доли таких стран в мировом производстве сырьевой продукции впервые проводилось авторами в 2012 г. по собственной методике, разработанной для оценки добычных возможностей мировых сырьевых баз различных полезных ископаемых. Добычные возможности эксплуатируемых месторождений определяются нами как обеспеченность каждого из них запасами и ресурсами каждого из полезных компонентов, извлекаемых из недр при уровне его добычи в каком-либо конкретном году. При допущении что добыча в дальнейшем сохранится на уровне этого года, запасы и (или) ресурсы полезных компонентов в каждом последующем году будут сокращаться на объём добытого до тех пор, пока не будут исчерпаны. Так определяется длительность «жизни» конкретного добывающего предприятия при заданном уровне добычи. Интеграция таких данных для всех отслеживаемых нами объектов позволяет прогнозировать динамику запасов и ресурсов минерального сырья в мире в целом и в отдельных странах, а также уровень возможного предложения сырьевых товаров в обозримой перспективе.

Для определения добычных возможностей месторождения необходимо иметь информацию как минимум о запасах и (или) ресурсах каждого из полезных компонентов и их добыче в определённом году. Отделом IT-технологий ООО «Минерал-Инфо» на базе куба OLAP создан инструмент, позволяющий рассчитывать обеспеченность запасами и (или) ресурсами каждого месторождения, данные о котором имеются в ИС «Минерал». Куб даёт также возможность производить с данными некоторые манипуляции – создавать разнообразные выборки, сортировать месторождения по масштабу запасов (ресурсов) или добычи, суммировать запасы (ресурсы) и (или) добычу по отдельным странам или миру.

Получив суммарные данные по добыче данного вида сырья на месторождениях, включённых в ИС «Минерал», авторы смогли оценить степень их полноты. В отличие от оценок объё-

мов мировых запасов и (или) ресурсов полезных ископаемых, объёмы их добычи в мире и отдельных странах-производителях публикуются регулярно. Источники этих данных многочисленны и разнообразны, что позволяет сравнивать их и в той или иной мере судить об их корректности. Многолетним мониторингом статистической информации о добыче минерального сырья в мире выявлены наиболее надёжные источники сведений. Именно на них авторы опирались, оценивая полноту имеющихся данных о добыче соответствующих видов сырья на каждом отдельном месторождении.

Зная добычу определённого вида сырья в мире и суммировав количество сырья, добытого за конкретный год на месторождениях, представленных в ИС «Минерал», можно оценить их долю в мировом производстве сырьевой продукции. Установлено, что учтённые авторами месторождения разных видов минерального сырья обеспечивают от 40 до 100% их мировой добычи (табл. 2). Для ряда видов минерального сырья — бокситов, титана, урана, никеля, платиноидов, калийных солей — полнота информации о добыче в ИС «Минерал» превышает 90%, иногда приближаясь к 100%. Это означает, что в сферу мониторинга попадает подавляющая часть эксплуатируемых в мире месторождений. Закономерно, что большинство их размещается в государствах, где действует стандарт CRIRSCO (Канада, Австралия, ЮАР и др.), или в странах третьего мира, где они эксплуатируются иностранными добывающими компаниями (Гвинея, Индонезия, Намибия, Нигер и др.). Кроме того, число разрабатываемых в мире месторождений упомянутых полезных ископаемых ограничено и редко превышает сотню объектов. Поэтому логичным представляется предположение о том, что в учтённых объектах заключены практически все запасы и ресурсы этих видов минерального сырья мира. А поскольку в ИС «Минерал», помимо добычи, содержатся также данные о запасах и ресурсах полезных компонентов, имеющих в недрах этих месторождений, несложно подсчитать их суммарное количество как по отдельным странам, так и в мире в целом.

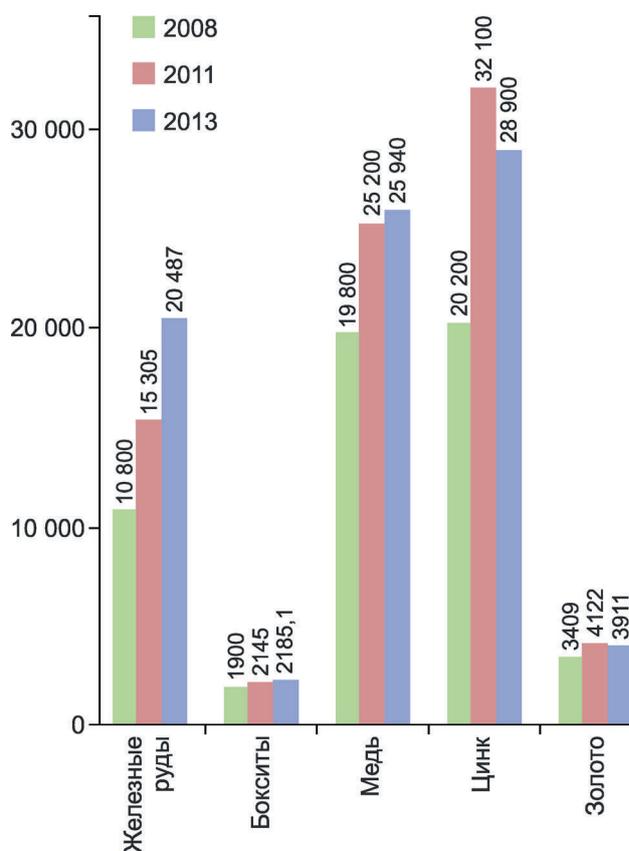
Разумеется, мировая минерально-сырьевая база не ограничивается разрабатываемыми объектами. Высокие цены на минеральное сырьё последнего десятилетия породили множе-

## 2. Доля месторождений, фигурирующих в ИС «Минерал», в мировом производстве сырьевой продукции

| Виды сырья       | %    |
|------------------|------|
| Титан            | 98   |
| Уран             | 97   |
| Платиноиды       | 97   |
| Бокситы          | 92   |
| Калийные соли    | 92,5 |
| Никель           | 90   |
| Молибден         | 85   |
| Марганцевые руды | 75   |
| Медь             | 75   |
| Серебро          | 75   |
| Алмазы           | 73   |
| Золото           | 70   |
| Железные руды    | 65   |
| Цинк             | 65   |
| Фосфорные руды   | 62   |
| Свинец           | 57   |
| Олово            | 50   |
| Вольфрам         | 45   |
| Плавленый шпат   | 40   |

ство проектов освоения новых месторождений, которые находятся на разных стадиях развития. Большая их часть, во всяком случае все наиболее значимые проекты, также попадают в сферу внимания — данные о них имеются в ИС «Минерал» и постоянно обновляются, а запасы и (или) ресурсы учитываются при подсчёте объёма сырьевой базы соответствующей страны.

Подчеркнём, что мониторинг мирового минерально-сырьевого комплекса позволяет отслеживать ежегодную динамику запасов и ресурсов каждого вида сырья. Горнодобывающие компании регулярно пересчитывают свои промышленные запасы. В периоды высоких цен они увеличивают капитализацию, а в условиях их падения своевременно принимают меры к сокращению эксплуатационных и иных расходов, увеличивая свои шансы на выживание. Соответственно, запасы каждого полезного компонента каждого разрабатываемого или осваиваемого месторождения — величина непостоянная, а это означает изменение запасов стран



Динамика запасов категорий *proved+probable reserves* железных руд (млн т), бокситов (млн т), Cu (тыс. т), Zn (тыс. т) и Au (т) Австралии в 2008, 2011 и 2013 гг.

и мира. На рисунке показаны запасы категорий *proved+probable reserves* (промышленные запасы) некоторых полезных ископаемых Австралии в разные годы.

Что касается минерально-сырьевой базы Российской Федерации, то в нашем распоряжении имеются исчерпывающе полные данные о запасах полезных ископаемых в её недрах. Основная проблема состоит в том, что корреляция категорий запасов и ресурсов, применяемых в России и за рубежом, представляла до недавнего времени значительные трудности. Однако выпущенное в 2010 г. «Руководство по гармонизации стандартов отчётности России и CRIRSCO» [1] позволило с большей уверенностью использовать данные российской отраслевой статистики для сопоставления с зарубежными и более корректно оценивать роль России

как одного из ведущих игроков мирового минерально-сырьевого комплекса.

Таким образом, в ООО «Минерал-Инфо» реализован механизм оценки реального объёма сырьевой базы зарубежных стран. Для некоторых видов сырья можно корректно оценить и этот параметр для мира в целом. В то же время по некоторым полезным ископаемым полнота информации, хранящейся в ИС «Минерал», не превышает 50%. Прежде всего, это касается олова, вольфрама и плавикового шпата, т.е. тех видов минерального сырья, в производстве которых особенно велика роль Китая. Он обеспечивает до 80% мировой добычи вольфрама, до 60% плавикового шпата и >40% олова, а также значимые количества других видов сырья. Роль Китая на современных мировых сырьевых рынках трудно переоценить, однако он относится к той категории стран, которые нами называются информационно дефицитными. Оценка масштабов китайской сырьевой базы исключительно важна, но связана с огромными трудностями. Значительный объём производства сырьевой продукции в этой стране приходится на крупные государственные компании, как правило, эксплуатирующие несколько рудников. Такие компании либо вообще не публикуют информацию о производственных показателях, либо ограничиваются данными по выпуску конечной продукции, либо публикуют интегральные данные по всем горным предприятиям без привязки к конкретным объектам. Они, как правило, не приводят информацию о горных активах, которыми располагают. С другой стороны, в Китае до сих пор велика роль старательской добычи и мелких рудников, а такие продуценты часто не имеют данных о собственной сырьевой базе. В результате можно использовать лишь статистические данные по запасам и добыче сырья в Китае в целом (их корректность вызывает сомнения), отрывочные сведения о добыче по отдельным регионам или компаниям, а также экспертные оценки.

Кроме Китая, к информационно дефицитным следует отнести ещё ряд стран, среди которых есть крупные продуценты минерального сырья – Иран, Зимбабве, Демократическая Республика Конго, Боливия, Малайзия и др. Далеко не полна информация по Индии, Индонезии, Турции. Отчёты государственных статистических служб и компаний в этих странах в основ-

ном не являются публичными. Кроме того, во многих из них, как и в Китае, существенная доля добычи приходится на долю старательской разработки мелких объектов, среди которых множество россыпей.

Существенное подспорье в решении задачи оценки сырьевого потенциала информационно дефицитных стран – консалтинговые агентства и другие организации, специализирующиеся на изучении какого-либо сектора мирового минерально-сырьевого комплекса. К ним относятся международная организация Kimberly Process, исследующая алмазодобывающую промышленность мира [7], компании Industrial Technology Research Institute [6], в сферу интересов которого входят мировое производство и потребление продуктов олова, International Copper Study Group (медь) [4], International Lead and Zinc Study Group (свинец, цинк) [5], OECD Nuclear Energy Agency (уран) [9]. Компания Thomson Reuters ежегодно выпускает аналитические обзоры по мировым рынкам наиболее ликвидных твёрдых полезных ископаемых – золота, металлов платиновой группы, серебра, а также некоторых базовых и цветных металлов [3, 10–12, 15]. Однако в этих материалах сравнительно редко встречаются данные о сырьевых базах, поэтому для информационно дефицитных стран в ряде случаев нами используются собственные экспертные оценки, базирующиеся на всех доступных данных (включая платные публикации).

Тем не менее, даже для тех видов сырья, в производстве которых велика доля информационно дефицитных стран, можно оценить размер их сырьевой базы в остальном («не китайском») мире. А это, с учётом объёма мирового производства и доли в нём информационно не обеспеченных государств, позволяет с определённой долей уверенности проводить экстраполяцию и оценивать запасы и ресурсы всего мира. Надёжность оценок, естественно, находится в зависимости от того, какая часть мировой горнодобывающей промышленности локализована на территории информационно дефицитных стран.

Резюмируя, отметим – количественная оценка сырьевой базы важнейших полезных ископаемых зарубежных стран и мира представляется наиболее близкой к истинным величинам и позволяет использовать её для анализа роли разных стран, в том числе России, в сырьевом

комплексе мира, а также опираться на неё при разработке прогнозов развития мировой горнодобывающей промышленности.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *CRIRSCO*. Руководство по гармонизации стандартов отчётности России и CRIRSCO. 2010, August. [Электронный ресурс] URL: [http://www.crirSCO.com/conversion\\_guidelines\\_2010\\_9](http://www.crirSCO.com/conversion_guidelines_2010_9).
2. *CRIRSCO*. Standard Definitions. 2012, October. [Электронный ресурс] URL: [http://www.crirSCO.com/news\\_items/CRIRSCO\\_standard\\_definitions\\_oct2012.pdf](http://www.crirSCO.com/news_items/CRIRSCO_standard_definitions_oct2012.pdf).
3. *GFMS Gold Survey 2015*. London, 2015. [Электронный ресурс] URL: <http://www.gocmalaysia.com/shared/files/Paper%202%20Cameron%20Alexander.pdf>.
4. *International Copper Study Group*. The World Copper Factbook 2015. 2015. [Электронный ресурс] URL: <http://www.icsg.org/index.php/component/jdownloads/finish/170-publications-press-releases/2092-2015-10-03-icsg-factbook-2015?Itemid=0>.
5. *International Lead and Zinc Study Group*. Statistics. Stocks & Prices. 2014. [Электронный ресурс] URL: <http://www.ilzsg.org/static/stocksandprices.aspx?from=1>.
6. *ITRI*. Tin for Tomorrow. Contributing to Global Sustainable Development. 2012. [Электронный ресурс] URL: [https://www.itri.co.uk/index.php?option=com\\_mtree&task=att\\_download&link\\_id=53329&cf\\_id=24](https://www.itri.co.uk/index.php?option=com_mtree&task=att_download&link_id=53329&cf_id=24).
7. *Kimberley Process*. Documents. USGS. Summary of the Diamond Resource Potential and Production Capacity Assessment of Guinea. 2012, November. [Электронный ресурс] URL: [http://www.kimberleyprocess.com/documents/10540/81719/Guinea\\_FactSheet\\_EN.pdf](http://www.kimberleyprocess.com/documents/10540/81719/Guinea_FactSheet_EN.pdf).
8. *Metal Bulletin*. 1992, # 7712.
9. *OECD Nuclear Energy Agency*. Uranium 2014: Resources, Production and Demand. 2014. [Электронный ресурс] URL: <http://www.oecd-neA.org/ndd/pubs/2014/7209-uranium-2014.pdf>.
10. *Thompson Reuters*. GFMS Base Metals. Review and Outlook. 2015, October. [Электронный ресурс] URL: [http://trmcs-documents.s3.amazonaws.com/377d4e994bb540b286d7ccf30b81bece\\_20151008074200\\_GFMS%20Base%20Metals%20Review%20and%20Outlook%20October%202015.pdf](http://trmcs-documents.s3.amazonaws.com/377d4e994bb540b286d7ccf30b81bece_20151008074200_GFMS%20Base%20Metals%20Review%20and%20Outlook%20October%202015.pdf).

11. Thomson Reuters. GFMS Copper Survey 2015. [Электронный ресурс] URL: [http://trmcs-documents.s3.amazonaws.com/377d4e994bb540b286d7ccf30b81bece\\_20150506123937\\_gfms-copper-survey-2015-v3.pdf](http://trmcs-documents.s3.amazonaws.com/377d4e994bb540b286d7ccf30b81bece_20150506123937_gfms-copper-survey-2015-v3.pdf).
12. Thomson Reuters. GFMS Platinum & Palladium Survey 2015. 2015, May. [Электронный ресурс] URL: [http://trmcs-documents.s3.amazonaws.com/377d4e994bb540b286d7ccf30b81bece\\_20150514072552\\_GFMS%20Platinum%20&%20Palladium%20Survey%202015.pdf](http://trmcs-documents.s3.amazonaws.com/377d4e994bb540b286d7ccf30b81bece_20150514072552_GFMS%20Platinum%20&%20Palladium%20Survey%202015.pdf).
13. World Metal Statistics Year Book 1992. 1992.
14. World Mineral Statistics 1987–91. 1993.
15. World Silver Survey 2014. 2014. [Электронный ресурс] URL: [http://www.mineralinfo.fr/sites/default/files/upload/documents/worldsilversurvey-2014\\_silverinstitute.pdf](http://www.mineralinfo.fr/sites/default/files/upload/documents/worldsilversurvey-2014_silverinstitute.pdf).

*Егорова Ирина Валентиновна,*  
кандидат геолого-минералогических наук  
egorova@vims-geo.ru

## THE PROBLEM OF QUANTITATIVE ESTIMATION OF FOREIGN COUNTRIES' MINERAL RESOURCES

I.V.Egorova

*Quantitative estimation of mineral resources in foreign countries and worldwide is carried out by the monitoring of the public mining companies' reports to shareholders. For countries in which public companies do not work, or their role is small, the data of geological surveys and other official bodies, specialized agencies, as well as expert evaluation is used.*

*Key words: reserves, resources, mineral raw materials, deposit, mining companies, geological service, foreign countries, world.*

1 сентября 2016 г. исполнилось 75 лет доктору геолого-минералогических наук, ведущему сотруднику отдела научно-методического сопровождения ГРР **Виктору Дмитриевичу Конкину**.

После окончания кафедры полезных ископаемых МГУ работал в ГИН АН СССР, занимался новыми для того времени вопросами изучения и проведения палеореконструкций вулканогенно-терригенных комплексов протерозоя Карелии и локализованного в них колчеданного оруденения. Уже в этих работах проявил себя как настойчивый и увлечённый геолог-исследователь и поисковик, а приобретённый опыт он пронёс через всю свою творческую жизнь. Проведённые в тот период исследования легли в основу его кандидатской диссертации «Условия локализации и закономерности формирования серноколчеданных месторождений в докембрии Карелии» (1973 г.).

В 1972 г. В.Д.Конкин был переведён в ЦНИГРИ, где в течение многих лет исследовал колчеданно-полиметаллические стратиформные и свинцово-цинковые месторождения Северного Прибайкалья, Якутии, Джунгарского Алатау, Енисейского кряжа, архипелага Северная Земля. Им лично и в соавторстве разработаны основы прогноза и рекомендации по укреплению сырьевой базы свинца и цинка страны. За значительный вклад в подготовку материалов к подсчёту запасов крупнейшего Холоднинского колчеданно-полиметаллического месторождения (Республика Бурятия) В.Д.Конкин награждён медалью «За трудовую доблесть». В 1995 г. защитил докторскую диссертацию «Геологические основы прогноза и поисков месторождений свинца и цинка в терригенных комплексах».

Накопленный опыт прогнозирования и поисков свинцово-цинкового оруденения В.Д.Конкин использовал при оценке перспектив золотоносности терригенных и черносланцевых комплексов, разработке методов и методик прогноза, поисков и оценки золоторудных месторождений в них.

По материалам исследований золоторудных и полиметаллических месторождений им разработаны научно-методические основы комплексной оценки рудоносности осадочных бассейнов. При его 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.). В этот период В.Д.Конкиным выполнена серия прикладных разработок по методикам прогнозно-металлогенических исследований применительно к задачам ГСР-200.

Последние 15 лет Виктор Дмитриевич Конкин как руководитель группы экспертов по методическому сопровождению ГРР проводит большую работу на территории Иркутской области и Республики Бурятия. Он является признанным авторитетом для исполнителей проектов на местах.

Результаты научных изысканий В.Д.Конкина отражены более чем в 150 публикациях, в том числе в десяти монографиях. В качестве эксперта работал в Словакии, Монголии, Китае, Конго, Мали.

В.Д.Конкина отличают беззаветная преданность делу, трудолюбие, целеустремлённость, упорство и высокий профессионализм. Его труд отмечен рядом отраслевых наград. Он – Почётный разведчик недр, Отличник разведки недр.

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



*Учёный совет ЦНИГРИ  
Редколлегия журнала*



14 сентября 2016 г. исполняется 75 лет **Виктору Петровичу Филиппову** – кандидату геолого-минералогических наук, ведущему научному сотруднику отдела экзогенных месторождений благородных металлов, Почётному разведчику недр, высококвалифицированному специалисту в области изучения и прогнозирования россыпных месторождений золота традиционных типов, а также золотосодержащих нетрадиционных источников экзогенного золота (высокоглинистых кор химического выветривания, слаболитифицированных конгломератов и др.).

После окончания в 1968 г. МГРИ В.П.Филиппов трудился в Берелехской геологоразведочной экспедиции Северо-Восточного геологического управления, в 1971–1973 гг. занимался поисками россыпных месторождений золота в Афганистане. В ЦНИГРИ работает с 1974 г. В качестве одного из ответственных исполнителей участвовал в многолетних работах института по определению перспектив россыпной золотоносности центральных районов Магаданской области. Результаты этих исследований послужили основой кандидатской диссертации «Типы коренных источников россыпей золота и их прогнозно-поисковое значение (юго-восточная часть Яно-Колымского пояса)», защищённой в 1987 г.

При выполнении проектов геологоразведочных работ по прогнозированию и оценке экзогенной золотоносности В.П.Филиппов занимался вопросами связи коренных источников и россыпей и выявления закономерностей пространственного размещения россыпеобразующих формаций Магаданской области, Хабаровского края, Приморья, Таймыра, Урала, Бурятии, Кемеровской области и других регионов РФ.

Участвовал в подготовке комплекта карт и пояснительной записки «Экзогенная золотоносность и платиноносность Российской Федерации», удостоенной в 2001 г. премии Правительства РФ, а в процессе работ по оценке золотоносности терригенных и черносланцевых толщ руководил составлением карт экзогенной золотоносности Магаданской области, Республики Саха (Якутия), Чукотского АО.

При оценке золотоносности мезокайнозойского чехла платформенных областей под его руководством в ряде областей центральных районов России выделены перспективные площади на аллювиальные россыпи и золотосодержащее песчано-гравийное сырьё.

В.П.Филиппов применял свои обширные знания и многолетний опыт при научно-методическом сопровождении объектов по рудному и россыпному золоту Таймырского АО, россыпному золоту Хабаровского края, Республики Саха (Якутия), Иркутской, Амурской, Пермской областей, а также Центрального и Северо-Западного федеральных округов. В последние годы участвовал в работах по оценке ресурсного потенциала цветных и благородных металлов в восточных районах Северного, Приполярного и Полярного Урала, Забайкалья, Бурятии.

В.П.Филиппов – постоянный участник российских и международных научных конференций и совещаний по геологии россыпей и кор выветривания, автор и соавтор более 60 научных работ. Он – лауреат премии им. Н.И. и М.Б.Бородаевских. Научные и производственные достижения юбиляра неоднократно отмечались грамотами и благодарностями.

В.П.Филиппов – чуткий и доброжелательный человек, всегда готовый оказать научно-методическую помощь аспирантам и молодым специалистам.

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

*Учёный совет ЦНИГРИ  
Редколлегия журнала*