

РУДЫ И МЕТАЛЛЫ



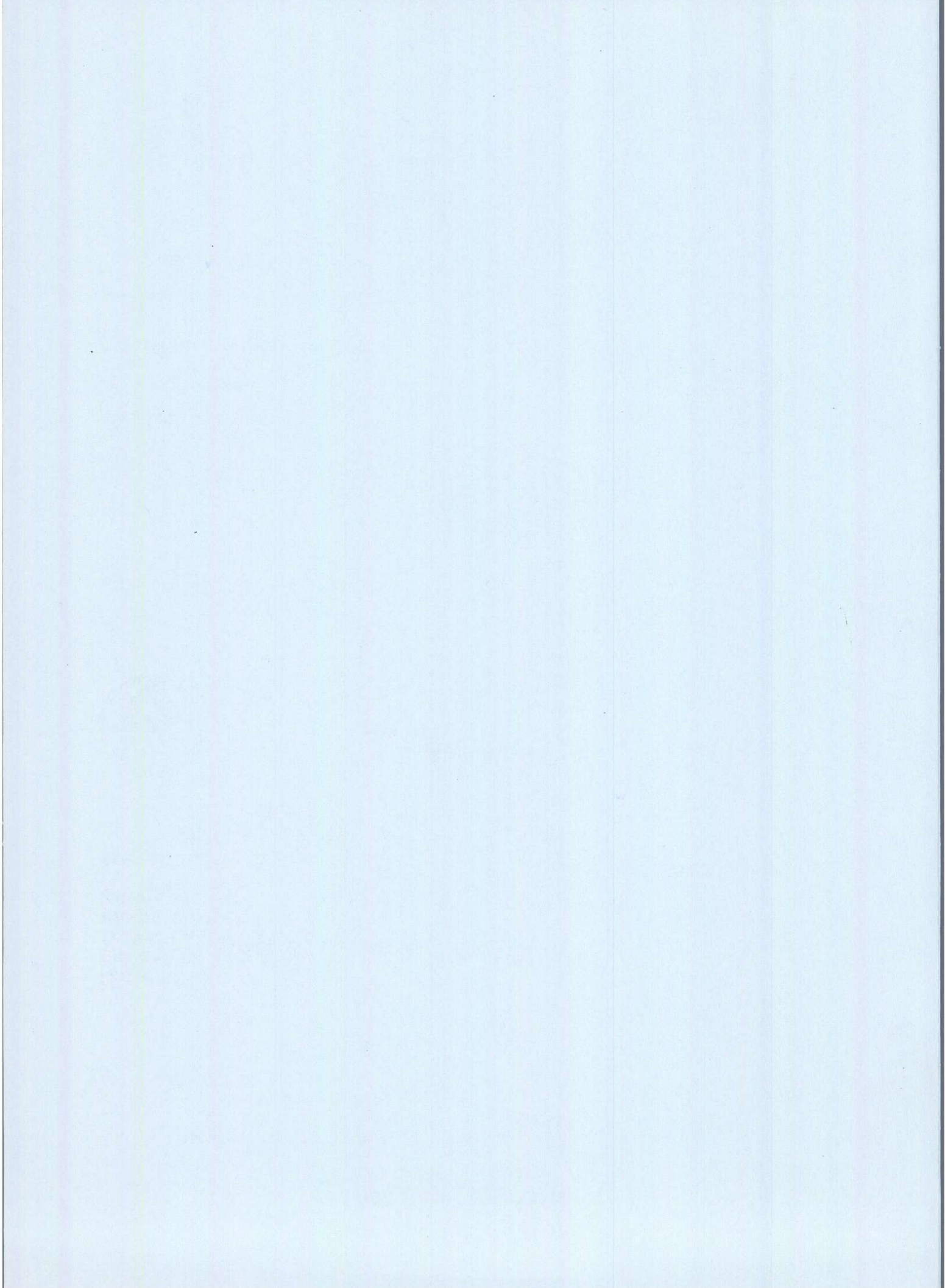
ЦНИИГРИ МПР России

Главный редактор
И.Ф. Мигачёв



5/2004

ISSN 0869-5997



РУДЫ И МЕТАЛЛЫ



5/2004

НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

ОСНОВАН В 1992 ГОДУ

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор И.Ф.МИГАЧЕВ

Б.И.БЕНЕВОЛЬСКИЙ
Э.К.БУРЕНКОВ
В.И.ВАГАНОВ
С.С.ВАРТАНЯН
В.И.ВОРОБЬЕВ
П.А.ИГНАТОВ
М.М.КОНСТАНТИНОВ
А.И.КРИВЦОВ, зам. главного редактора
Н.К.КУРБАНОВ
Г.А.МАШКОВЦЕВ
В.М.МИНАКОВ
Н.И.НАЗАРОВА, зам. главного редактора
Г.В.ОСТРОУМОВ
В.М.ПИТЕРСКИЙ
Г.В.РУЧКИН
Ю.Г.САФОНОВ
Г.В.СЕДЕЛЬНИКОВА
В.И.СТАРОСТИН
И.А.ЧИЖОВА



УЧРЕДИТЕЛЬ

**ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ ИНСТИТУТ
ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ
(ЦНИГРИ)**

Издается при участии

Международной академии минеральных ресурсов,

Фонда им. академика В.И.Смирнова

Москва ЦНИГРИ 2004

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

Сдано в набор 15.09.2004 г.
Подписано в печать 12.10.2004 г.
Тираж 430 экз.

Формат 185×270 1/8
Бумага офсетная № 1
Печать офсетная

Адрес редакции: 117545 Москва, Варшавское шоссе, 129«Б», ЦНИГРИ
Телефон: 315-28-47
Типография ЦНИГРИ: Варшавское шоссе, 129«Б»

Прикладная металлогения и недропользование

Серокуров Ю.Н., Калмыков В.Д.
Образ кимберлитового поля Катока (Ангола) в материалах дистанционного зондирования 5

Абрамов Б.Н.
Благородные металлы в рудных формациях Кодаро-Удоканской зоны 9

Воробьев Е.И., Суворова Л.Ф., Конев А.А.
Диоксидно-титановые руды Мурунского массива 13

Бойко Н.И.
О баритовой минерализации в триасовых рифогенных образованиях Северного Кавказа 21

Методы и методики прогноза, поисков, оценки и разведки месторождений

Матвиенко В.Н., Калашников Ю.Д., Нарсеев В.А.
Кластеры — протоформа нахождения драгметаллов в рудах и минерализованных породах 28

Кеворкянц С.С., Абрамов В.Ю.
О повышении информативности наземных радиочастотных исследований верхней части разреза 37

Аппаратурно-технические средства и технологии геологоразведочных работ

Мандругин А.В., Симакова Л.Г., Шумская Т.Я.
Методика кинетического определения иридия в рудах и горных породах 41

Кязимов Р.А.
Совершенствование режима флотационного обогащения колчеданных руд с использованием реагентов-комплексообразователей 47

Applied metallogeny and subsoil use

Serokurov Yu. N., Kalmykov V.D.
Image of the Katoka kimberlite field (Angola) in remote sensing data 5

Abramov B.N.
Precious metals in ore formations of the Kodar-Udokan zone 9

Vorobyov E.I., Suvorova L.F., Konev A.A.
Dioxide-titanium ores of the Murun massif 13

Boiko N.I.
On barite mineralization in Triassic reefogenous formations of North Caucasus 21

Methods and techniques of deposit prognosis, prospecting, assessment and exploration

Matviyenko V.N., Kalashnikov Yu. D., Narseyev V.A.
Clusters – a protoform of precious metals presence in ores and mineralized rocks 28

Kevorkyants S.S., Abramov V.Yu.
Information content enhancement in the context of surface radio frequency research of a cross-section's upper part 37

Instrumentation and technologies of exploration

Mandrugina A.V., Simakova L.G., Shumskaya T.Ya.
Method of iridium kinetic determination in ores and rocks 41

Kyazimov R.A.
Development of sulfide ore flotation regime using complexing agents 47

Дискуссии**Discussions***Беневольский Б.И.*О реалиях и мифах минерально-сырьевой
базы золота России

54

*Benevolsky B.I.*On realities and myths of the Russian gold mine-
ral base*Степнов Э.П.*Магматогенные источники золоторудных
месторождений

55

Stepnov E.P.

Magmatogene sources of gold deposits

Поздравляем с юбилеем**Congratulations on anniversary**

В.П.Новикова, С.Г.Гордеева

63

V.P.Novikov, S.G.Gordeyev



УДК 553.8(673)

© Ю.Н.Серокуров, В.Д.Калмыков, 2004

ОБРАЗ КИМБЕРЛИТОВОГО ПОЛЯ КАТОКА (АНГОЛА) В МАТЕРИАЛАХ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

Ю.Н.Серокуров, В.Д.Калмыков (ООО «ЮНЕГЕО»)

Рассмотрена позиция кимберлитового поля Катока (Ангола) по материалам космического зондирования разного разрешения и вида. Показано, что его контролирует определенное сочетание глубинных линейных структур разного ранга, но основным маркером является радиально-кольцевое образование диаметром до 40 км, фиксирующее очаг глубинной активизации в нижних частях земной коры.

Бассейн р. Шикапа на северо-востоке Анголы известен богатыми коренными месторождениями алмазов в связи с кимберлитами. В геотектоническом плане это западный склон щита Касаи, где разнообразные породы древнего фундамента обнажаются в днищах речных долин. Среди них различают комплексы позднего и раннего архея (различные гнейсы, амфиболитовые сланцы, мраморы, кварциты, тоналиты, плагиомигматиты, эндербиты, биотитовые граниты, гранодиориты, диориты, габбро-нориты) и метаморфические, ультраметаморфические и магматические образования раннего протерозоя (глинистые сланцы, конгломераты, кварциты и песчаники групп Лунда и Луана, дайки кислого и основного составов, тела анортозитов, габбро-анортозитов, троктолитов). Между долинами рек распространены палеоген-неогеновые образования группы Калахари, представленные песками, глинами, песчаниками, конгломератами, часто охристыми и окварцованными. Их мощность колеблется от 1 до 50 м и более. В бортах речных долин вскрыты залегающие под ними верхнемеловые аркозовые песчаники, конгломераты и аргиллиты формации Калонда, содержащие россыпи алмазов.

Многочисленные тела кимберлитов обнаружены преимущественно в долинах рек Луембе, Чиумбе, Луашимо и Шикапа. Их возраст по данным изотопии меловой, т.е. они на сотни миллионов лет моложе вмещающих пород фундамента (А.Д.Харькив, Н.Н.Зинчук, В.М.Зуев, 1997). Форма тел в плане разнообразна (от округлой до

эллиптической и сильно удлинённой), размеры колеблются от десятков до сотен метров в поперечнике. Промышленной алмазосностью обладают лишь некоторые из них.

Молодой возраст кимберлитов провинции свидетельствует о главенствующей роли структур активизации в их миграции к поверхности земной коры. Перекрывающие тела меловые и неогеновые осадки сформировались уже на эродированной поверхности фундамента. Их структурная позиция обусловлена посткимберлитовыми тектоническими процессами.

Частичная обнаженность и маломощность осадочного чехла делают площадь в геоморфологическом плане благоприятной для структурного дистанционного анализа. В ландшафтно-климатическом плане осложняющими факторами являются мощные коры выветривания, бронирующие разновозрастные отложения и окрашивающие их в красные тона. В современной литературе факторами контроля кимберлитовых тел считают прежде всего зоны разломов и узлы их пересечения.

Кимберлитовое поле Катока объединяет более десятка тел размером от первых десятков до сотен метров в диаметре. В настоящее время в его пределах разрабатывается самая крупная (900×900 м) одноименная трубка почти идеально круглой формы.

Оценка структурной позиции и характера выраженности кимберлитового поля Катока в современном ландшафте выполнена нами по космическим снимкам среднего и высокого разрешения,

полученным с российских и французских спутников Земли. Материалы подверглись визуальному и компьютерному дешифрированию с последующим анализом результатов для выявления основного и «скрытого» кимберлитового поля.

По данным дешифрирования космических снимков среднего разрешения в окрестностях кимберлитового поля преобладают и относительно равномерно распространены линейные зоны северо-западного ($300-320^\circ$) и северо-восточного ($30-50^\circ$) простирания, образующие несколько прерывистых зон (рис. 1). Присутствие отчетливых следов активизации нарушений этих направлений, относимых нами к тектоническим ансамблям континентального ранга (Ю.Н. Серокуров, В.Д. Калмыков, В.М. Зуев, 2001), свидетельствует о позиции поля в узле пересечения наиболее глубинных структур территории. Ослабление (прерывание) ландшафтной проявленности крупных зон линейных направлений при приближении к центру поля Катока можно объяснить повышенной нарушенностью пород этого участка активизационными процессами при его формировании.

На сводной розе-диаграмме простирания всех линейных элементов отмечено еще два менее заметных пика ($0-20$ и $60-70^\circ$), которые не сопровождаются сколько-нибудь хорошо проявленными тектонопарам. Вероятно, эти пики отвечают фрагментам достаточно крупных структурных ансамблей, размер которых превышает контуры анализируемой площади. На снимках среднего разрешения зафиксированы также следы нескольких радиально-кольцевых структур разного размера. Одна из них диаметром около 40 км пространственно совпадает с ареалом кимберлитовых трубок поля Катока.

Компьютерный анализ интегральных космических фотоснимков более высокого разрешения (около $1:200\,000$), полученных еще в 1987 г. с российского спутника Земли, подтвердил наличие зон линейных направлений этих направлений, но зрительно они распались на серии более локальных тектонических швов. По совокупности ландшафтных признаков более отчетливо проявлены зоны линейных направлений северо-западного простирания. Самая мощная из них представлена двумя швами, между которыми в относительно стабильном блоке располагаются известные кимберлитовые тела (рис. 2).

Количественная обработка микролинейных элементов, выделенных компьютерными методами, показала повышение их плотности в центре поля, а также увеличение степени изотропии, что типично для узлов пересечения глубинных нарушений, которые на поверхности проявлены слабо. При визуальном дешифрировании был зафиксирован образ радиально-кольцевой структуры. Ее наличие подтвердил и компьютерный анализ более детальных космических зональных снимков «SPOT-4» (рис. 3). Программа автоматизированного трассирования границ перепада яркостей с изменяющимися параметрами визуализировала наиболее крупные и устойчивые образы глубинных структур, опосредованно влияющих на современный ландшафт этого участка. Проявились они сгущениями линий, образующими линейные и дуговые цепочки по ограничениям крупных блоков, зонам трещиноватости и т.д.

Комплексный анализ зональных изображений с применением специальных программ обработки изображений позволил по цветовым характеристикам выделить крупные блоковые

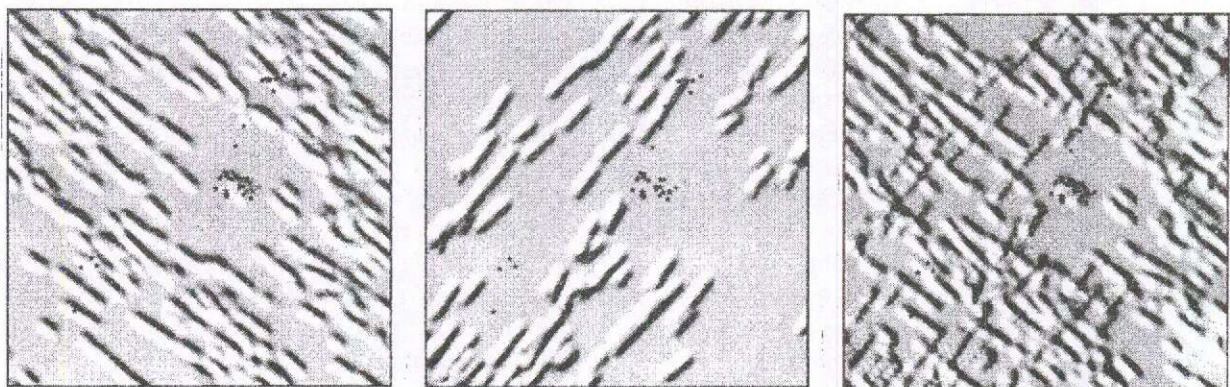


Рис. 1. Позиция поля Катока относительно зон линейных направлений северо-западного ($305-315^\circ$) и северо-восточного ($35-45^\circ$) простирания, а также на совмещенном композите (обработка алгоритмом Shaded Relief):

звездочками показаны известные кимберлитовые тела

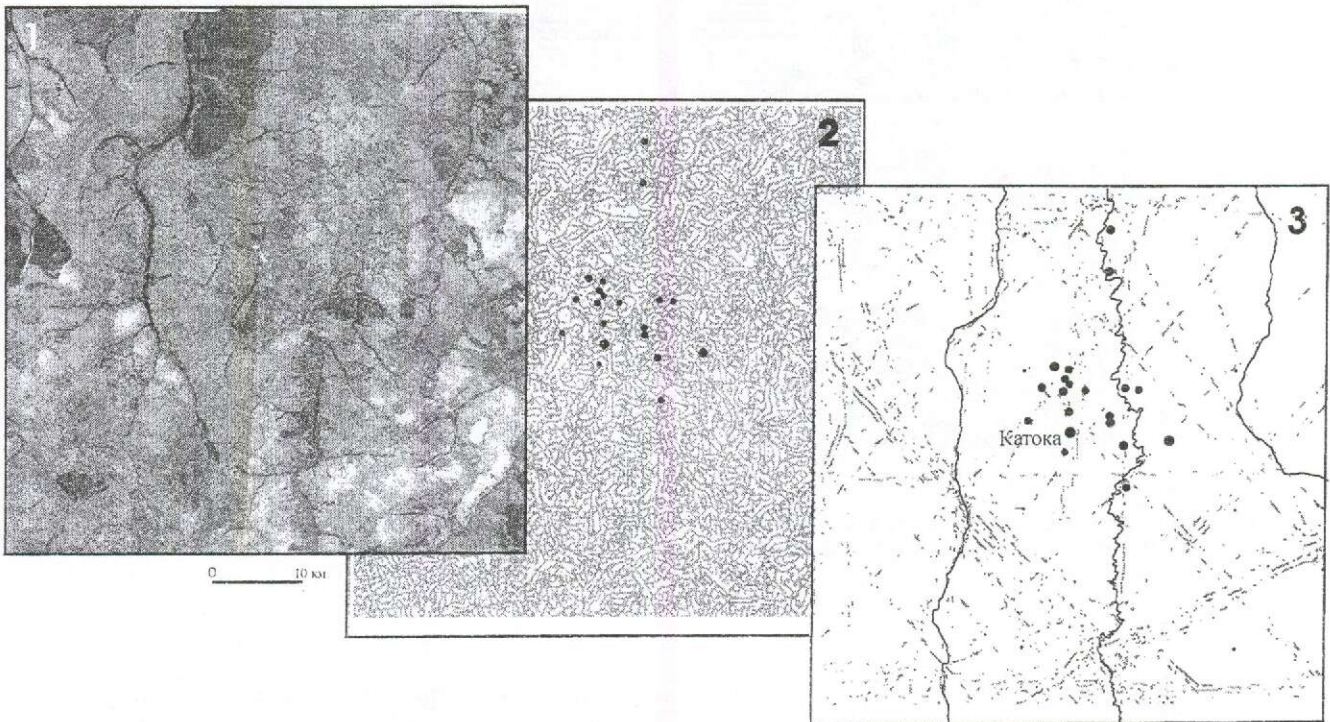


Рис. 2. Космический фотопортрет поля Катока (1), схема микролинементов, выделенных в автоматизированном режиме по минимальным порогам перепада яркостей (2) и вариант трассирования сквозных зон линементов (3)

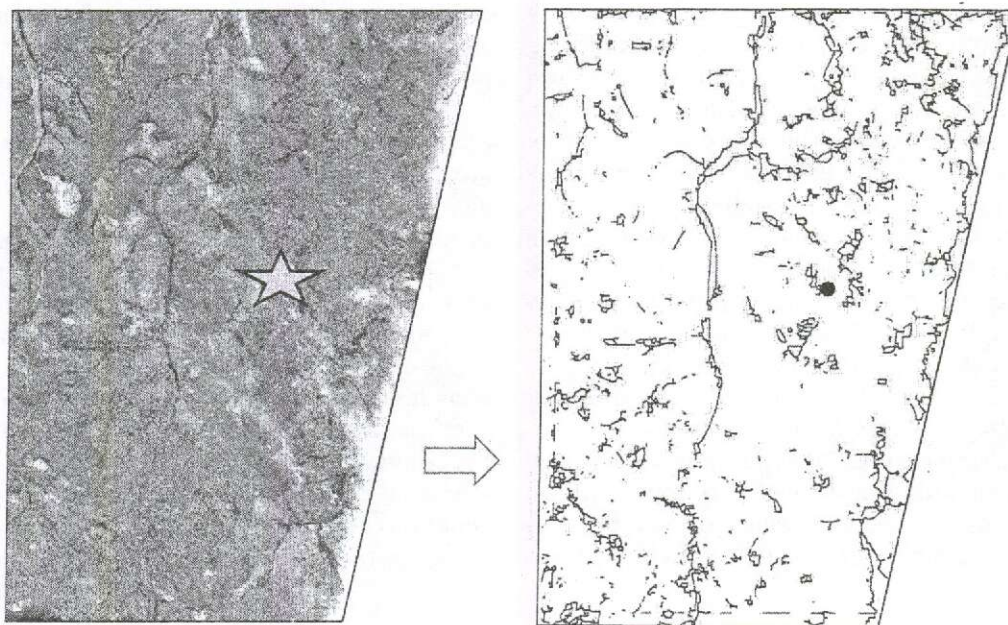


Рис. 3. Образ кольцевой структуры, проявляющейся при трассировании границ перепада яркостей на изображениях, предварительно обработанных различными фильтрами:

звездочкой отмечена позиция трубки Катока

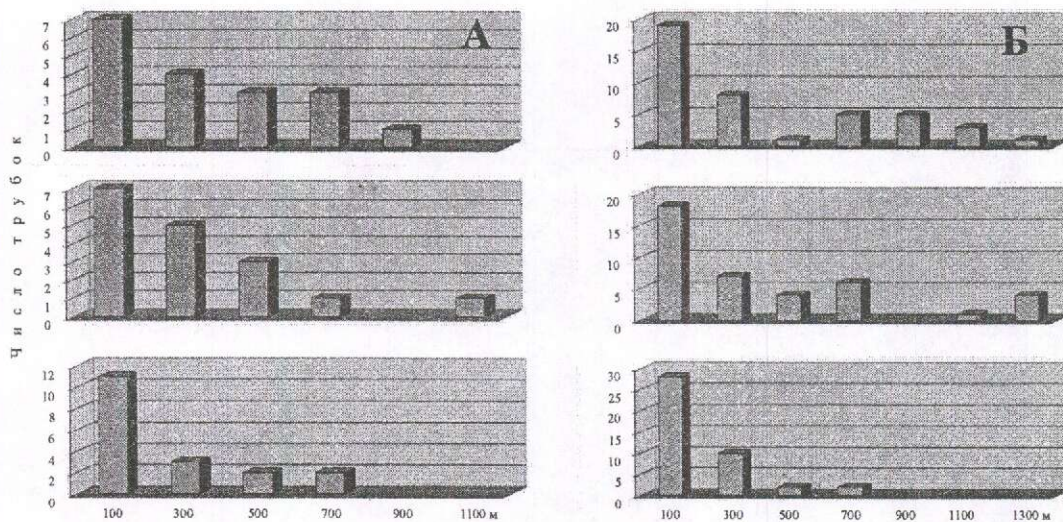


Рис. 4. Гистограммы расположения известных кимберлитовых тел (А) и магнитных аномалий трубчатого типа (Б) относительно дуговых, радиальных и всех в сумме элементов, проявляющих радиально-концентрическую структуру поля Катока

структуры и ограничивающие их нарушения, участки максимального обводнения приповерхностных геологических формаций, ареалы развития однотипной растительности, связанной с особенностями геологического строения площади, сеть водотоков. Это дало возможность оценить динамику развития современного рельефа.

В итоге полученные данные подтверждают современную концепцию кимберлитообразования, основанную на гипотезе внедрения в литосферу коромантийного вещества по ослабленным зонам. Выявленные структуры отражают модель процесса, предполагающую мантийно-коровый диапир ультраосновного состава, который рассматривается в качестве глубинного магматического палеоочага кимберлитобразующей системы. Центральная часть выделенной структуры диаметром 20 км совпадает с расширением долины р. Шикапа, обусловленным купольным поднятием фундамента, подвергшимся интенсивной денудации в кайнозое. Две следующие волны сгущения дуговых линеаментов располагаются в 8–12 км друг от друга, а их активность подтверждается приуроченностью к ним изгибов рек и конформностью элементов рельефа. Радиальные составляющие структуры частично наследуют более крупные и глубинные на-

рушения, которые с приближением к центральной части поля теряют четкость, прерываются и даже несколько изменяют простирание. Это можно связать с изменением свойств субстрата земной коры в результате формирования сквозь-коровой зоны проницаемости, что привело к затушевыванию древних зон и появлению множества разноориентированных микролинеаментов.

Анализ полученных данных свидетельствует о преимущественном влиянии нарушений, связанных с формированием этой структуры, на размещение известных кимберлитовых тел, а также магнитных аномалий трубчатого типа в пределах кимберлитового поля (рис. 4). Наиболее крупная и высокоалмазоносная трубка Катока локализована в центре структуры, т.е. в узле пересечения всех ее радиальных составляющих, что говорит о наличии здесь наиболее благоприятных условий для формирования крупных месторождений. С центром структуры пространственно связана и локальная аномалия магнитного поля пониженной интенсивности, что подтверждает возможное развитие в этой части наиболее измененных и проницаемых пород. Остальные кимберлитовые тела (или аномалии трубчатого типа) тяготеют к дуговым и радиальным нарушениям, составляющим каркас структуры.

УДК 553.411:553.491 (571.55)

© Б.Н.Абрамов, 2004

БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ В РУДНЫХ ФОРМАЦИЯХ КОДАРО-УДОКАНСКОЙ ЗОНЫ

Б.Н.Абрамов (ИПРЭК СО РАН)

Установлено, что основная часть благородных металлов в медистых и магнетитовых песчаниках раннепротерозойской удоканской серии имеет кластогенную природу. При этом отмечается увеличение концентраций благородных металлов к нижним рудоносным стратиграфическим уровням удоканского комплекса, что связывается главным образом с особенностями пород областей сноса. В черносланцевых отложениях удоканской серии и базитах раннепротерозойского чинейского комплекса выявлено несколько уровней концентраций благородных металлов. Их образование связано с процессами сульфидизации.

В Кодаро-Удоканской структурной зоне выделяются следующие основные рудные формации: медистые песчаники (медь, серебро, золото), черные сланцы (золото, платиноиды) раннепротерозойского удоканского комплекса и габброиды раннепротерозойского чинейского комплекса (железо, титан, ванадий, платиноиды, золото).

Впервые изучением золотоносности медистых песчаников Кодаро-Удоканской зоны начали заниматься сотрудники ИРГИРЕДМЕТА. Ими детально изучена золотоносность Удоканского медного месторождения. Определено, что на Удоканском месторождении наибольшими концентрациями золота характеризуются борнит-халькозиновые руды. При этом в жильном халькозине его содержания достигают 14 г/т. Сотрудники ГИНЦВЕТМЕТА (С.И.Митрофанов и др.) на технологических пробах месторождения показали, что в медном концентрате среднее содержание Au составляет 0,4 г/т.

Наиболее детально геохимия золота в рудах Удоканского месторождения изучена группой сотрудников ЗабНИИ (Л.Ф.Наркелюн, Ю.П.Безродных, Г.А.Юргенсон, А.И.Трубачев, В.С.Салихов и др. [6, 9]). Ими выявлено, что распределение золота подчиняется зональному ряду: халькозин-борнит-халькопирит-пирит. Показано, что наряду с медью и серебром золото имеет практическую ценность. Этот вывод впоследствии подтвержден геологами Удоканской экспедиции при подсчете запасов руд месторождения (Э.Ф.Гринваль, В.С.Чечеткин, Ю.В.Быков, Ю.А.Кошелев и др.). Значительный объем исследований по золотоносности осадочных и ин-

трузивных комплексов пород Кодаро-Удоканского района в 80-е годы XX в. проведен сотрудниками ЗабНИИ (П.П.Петровский, Ю.И.Симонов, Б.Н.Абрамов и др.). На Удоканском месторождении они выявили сложное полимодальное распределение золота, свидетельствующее о наличии нескольких уровней его концентраций.

Несмотря на значительный объем исследований, проведенных на Удоканском месторождении, на других месторождениях медистых песчаников Кодаро-Удоканского района закономерности распределения благородных металлов изучены недостаточно. В отдельных работах рассмотрено распределение платиноидов в медистых песчаниках района. По данным геологов Удоканской экспедиции (М.Н.Дэви, 1990) и других исследователей, содержания платиноидов в медистых песчаниках Кодаро-Удоканского района десятые-сотые доли грамм на 1 т [7, 8].

Месторождения и проявления медистых песчаников выделяются в различных частях разреза удоканского комплекса. Известны три основных стратиграфических уровня, где сосредоточены основные запасы меди: сакуканский, александровский и читкандинский. Наиболее крупный (по запасам) верхний стратиграфический уровень представлен отложениями сакуканской свиты, в пределах которой локализованы месторождения Удоканское, Ункурское, Бурпалинское и рудопроявления Лабазное, Сакуканское и др. К среднему стратиграфическому уровню (отложения александровской свиты) приурочены месторождения Озеро Медное, Кукугунда и др. С нижним стратиграфическим уровнем (читкандинская свита) связано месторождение Красное.

Характерно, что к этим же стратиграфическим уровням приурочены и железистые песчаники, слоистость в которых подчеркивается преимущественно обломочным мартитом, титаномагнетитом, ильменитом. В пределах ритмично-слоистых меденосных отложений железистые песчаники развиты преимущественно в нижних частях разрезов.

Рудовмещающие отложения различных стратиграфических уровней обладают отличительными особенностями. Рудоносная толща сакуканского меденосного уровня представлена монотонной песчанниковой толщей с редкими прослоями алевролитов, александровской свиты — тонкопереслаивающимися песчаниками, алевролитами, известняками, кварцитами и доломитами. Читкандинская свита нижнего меденосного уровня характеризуется переслаиванием песчаников, алевролитов с прослоями карбонатных пород. Следует отметить, что породы удоканского комплекса метаморфизованы преимущественно до фации зеленых сланцев, породы нижних частей разреза — до амфиболитовой.

В медистых песчаниках сакуканского стратиграфического уровня из рудных минералов наиболее распространены борнит и халькозин. Ниже по разрезу в медистых песчаниках александровской и читкандинской свит доля борнит-халькозиновых руд уменьшается. В медистых песчаниках александровской свиты преобладают пирит-халькопиритовые, читкандинской — пирит-халькопиритовые и пирротин-халькопиритовые руды.

Анализ распределения благородных металлов в медистых песчаниках показывает закономерное увеличение концентраций благородных металлов от верхнего меденосного уровня к нижнему (табл. 1). Ранее такая закономерность отмечалась только для золота [1, 2]. В основном такое же распределение имеют рудные и редкоземельные элементы (табл. 2). Увеличение концентраций данных элементов связано главным образом с особенностями пород областей сноса. Так, в минералах тяжелого шлиха железистых песчаников читкандинской свиты в отличие от таковых сакуканской свиты выделены ураноносные рудные минералы — браннерит, урансодержащий ильменит [11]. В породах нижних частей разреза сакуканской свиты развиты, нигде более не отмечаемые в разрезе удоканского комплекса, многочисленные окатанные гальки гранитоидов, реже кварцитов, яшмоидов [4].

Распределение редкоземельных элементов свидетельствует об обогащении легкими лантаноидами

медистых песчаников сакуканской ($\Sigma Ce/\Sigma Y=5,11$) и читкандинской ($\Sigma Ce/\Sigma Y=4,71$) свит, а также увеличении доли тяжелых лантаноидов в медистых отложениях александровской свиты ($\Sigma Ce/\Sigma Y=2,75$). По данным Ю.А.Балашова, в процессе осадкообразования в прибрежно-морских условиях обломочный материал обогащается легкими лантаноидами — La, Ce [3]. При этом по мере удаления от береговой линии возрастает доля тяжелых лантаноидов. Обращает на себя внимание тесная корреляционная связь ($r>0,5$) благородных металлов с легкими лантаноидами — La, Ce. В медистых и магнетитовых песчаниках обнаружены акцессорные минералы-концентраторы редкоземельных элементов (ксенотим, циркон и др.).

Увеличение концентраций благородных металлов к нижним стратиграфическим уровням медистых и магнетитовых песчаников, схожие корреляционные связи золота и платиноидов могут свидетельствовать о кластогенной природе большей части благородных металлов в медистых и магнетитовых песчаниках. В пользу этого говорят также находки обломочного золота в магнетитовых песчаниках сакуканской свиты [6].

Отложения черносланцевой формации (икабийская, аянская, инырская и читкандинская свиты) приурочены к нижним частям разреза удоканского комплекса. Они сложены в основном тонкопереслаивающимися метаалевролитами, сланцами и метапесчаниками с подчиненными прослоями кварцевых конгломератов и гравелитов. Характерной чертой черносланцевой формации является наличие углеродистого вещества, представленного в основном выделениями графита. Количество углеродистого вещества достигает 3% от объема породы. Распределено оно неравномерно. Наибольшими концентрациями характеризуются сланцы и метаалевролиты, минимальными — метапесчаники.

Отложения черносланцевой формации метаморфизованы в разной степени от низких ступеней зеленосланцевой до амфиболитовой фации. Отмечается увеличение степени метаморфизма пород от центральных частей Кодаро-Удоканской зоны к периферии (контакт с архейскими образованиями).

Из рудных минералов в черносланцевых отложениях наиболее распространены пирротин, ильменит, халькопирит, реже пирит, магнетит и крайне редко сфалерит, галенит, арсенипирит. Сульфидная минерализация развита крайне неравномерно, наряду с безрудными участками отмечаются породы с мелкорассеянной вкраплен-

1. Средние содержания благородных металлов в рудных формациях Кодаро-Удоканской зоны

Породы, руды	Au, мг/т			Ag, г/т			Pt, мг/т			Pd, мг/т		
	<i>n</i>	<i>x</i>	<i>s</i>	<i>n</i>	<i>x</i>	<i>s</i>	<i>n</i>	<i>x</i>	<i>s</i>	<i>n</i>	<i>x</i>	<i>s</i>
<i>Медистые песчаники (PR₁), сакуканская свита</i>												
Борнит-халькозиновые	140	52	57	22	57,3	57,5	15	3,8	3,9	14	1,1	1,6
Пирит-халькопиритовые	17	35	40	14	15,5	12						
Брошантит-малахитовые	30	46	23	24	10,2	8,2	2	3	1,4	4	0,4	0,1
<i>Александровская свита</i>												
Пирит-халькопиритовые	17	94	254	24	10,2	8,2	2	3,0	1,4	4	0,4	0,1
<i>Читкандинская свита</i>												
Борнит-халькопиритовые	5	950	1060	5	129	159	2	39,7	49,9	2	5,5	2,4
Халькопирит-пирротитовые	27	126	148	6	40,1	73,4	6	5,8	6,2	3	1,6	1,4
Брошантит-малахитовые	5	42	30									
<i>Черносланцевые отложения (PR₁), аянская, инырская, икабийская свиты</i>												
Сланцы	55	6	10	35	1,2	1,1						
Сланцы сульфидизированные	35	203	311	23	3,1	5,5	2	6,5	6,4	19	0,5	1,5
Сульфидно-кварцевые жилы	46	284	833	8	32,8	46,9				4	1,1	1,1
<i>Чинейский интрузивный комплекс (PR₁)</i>												
Габброиды	66	29	54	16	1,5	1,5	5	4,6	0,9	11	2,7	2,6
Габброиды сульфидизированные	29	237	595	9	2,6	1,7	3	3,2	0,9	5	2,8	2,6
Титаномагнетиты	18	286	441	7	2,2	1,9	9	3,5	0,8	10	2,6	2,6

Примечание. Золото определено спектрофотометрическим и пробирным, серебро — пробирным методами в аналитических лабораториях ЗабНИИ (г. Чита); Pt и Pd — химико-спектральным методом в аналитическом центре Геологического института СО РАН (г. Улан-Удэ); *n* — число анализов; *x* — среднее арифметическое; *s* — стандартное отклонение.

2. Распределение рудных и редкоземельных элементов в медистых песчаниках Кодаро-Удоканской зоны

Свиты	<i>n</i>	Ni	Zn	Pb	Bi	Ba	La	Ce	Y	$\Sigma Ce/\Sigma Y$
Сакуканская	15	3	176	10	28	912	28	62	12	5,11
Александровская	5	10	192	10	25	355	17	40	15	2,75
Читкандинская	9	83	317	634	650	1476	48	81	17	4,71

Примечание. Анализы выполнены рентгеноспектральным методом Б.Ж.Жалсараевым в аналитическом центре Геологического института СО РАН (г. Улан-Удэ).

ностью сульфидов, а также с гнездообразными и послойными их скоплениями.

В породах формации выделено несколько уровней концентраций золота. Наиболее низкие концентрации золота, не превышающие фоновые, характерны для отложений с убогой вкрапленностью ильменита, реже магнетита, а также для пород, не содержащих рудную минерализацию. Повышенными концентрациями золота отличаются зоны сульфидизации и метаморфогенно-гидротермальные сульфидно-кварцевые жилы, пространственно приуроченные к зонам тектонических нарушений (см. табл. 1). Наибольшие концентрации благородных металлов связаны с полиметаллической рудной ассоциацией.

Концентрации платиноидов в черносланцевых отложениях составляют первые миллиграммы на 1 т.

Габброиды чинейского комплекса представлены выходами сравнительно небольших по масштабам интрузий. К ним относится хорошо изученный Чинейский расслоенный габбро-нитритовый массив. Кроме него, в состав комплекса входят габброидные плутоны Верхнесакуканский, Эбкочанский, Луктурский, Култушный, Верхнекаларская и Сюльбанская группы массивов, а также безымянные габброидные тела в бассейне р. Хадатканда.

Породы чинейского комплекса имеют сходный состав. Различия в них обусловлены количе-

ственными взаимоотношениями основных породообразующих минералов. Наиболее распространены габбро-нориты, менее развиты нориты, лейкократовое габбро, анортозиты, пироксениты [5].

В породах Чинейского массива повышенные содержания благородных металлов сосредоточены в экзо- и эндоконтактных зонах (медно-сульфидные руды участка «Рудный»). Так, содержания Pt здесь достигают 72 г/т, Pd 255 г/т, Au 9,8 г/т, Ag 34,8 г/т. Отмечена тесная корреляционная связь золота с платиноидами [10]. Нами проанализированы на благородные металлы породы из районов Чинейского и Верхнесакуканского массивов (вне участка «Рудный»), а также из ряда безымянных тел габброидов в бассейне р. Хадатканда. Установлено, что повышенные концентрации золота сосредоточены в титаномагнетитовых рудах и сульфидизированных участках габброидов, преимущественно с пирит-халькопиритовой минерализацией (см. табл. 1). Максимальные содержания золота в них достигают нескольких грамм на 1 т. Сульфидизированные участки в пределах Чинейского массива образуют зоны мощностью до 70 м в приподоживенных частях плутона. Представлены они вкрапленностью сульфидов до 15%. Преобладает пирит-халькопиритовая минерализация.

Корреляционный анализ выявил тесную связь золота в сульфидизированных габброидах преимущественно с сидерофильными элементами — Co, Ni, V, а в титаномагнетитах — с халькофильными — Ag, Bi, Cu, Zn. В первом случае, вероятнее всего, золото связано с мантийным источником, во втором — с коровым.

Таким образом, основная часть благородных металлов в медистых песчаниках имеет кластогенную природу. Наблюдается увеличение их концентраций к нижним рудоносным уровням удоканского комплекса. В черносланцевых отложениях удоканского и базитах чинейского комплексов отмечается несколько уровней кон-

центраций благородных металлов. Повышенные их концентрации связаны в основном с процессами сульфидизации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Абрамов Б.Н., Винниченко С.В.* Золотоносность медистых песчаников Кодаро-Удоканского района // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 6. С. 1185–1187.
2. *Абрамов Б.Н., Наркелюн Л.Ф.* Золотоносные комплексы пород удоканской серии // Изв. вузов «Геология и разведка». 1999. № 6. С. 90–96.
3. *Балашов Ю.А.* Геохимия редкоземельных элементов. – М.: Наука, 1976.
4. *Бурмистров В.Н.* О генезисе крупнообломочного материала кеменской подсерии удоканского комплекса Восточной Сибири // Докл. АН СССР. 1989. Т. 304. № 5. С. 1201–1204.
5. *Гонгальский Б.И., Криволицкая Н.А.* Чинейский расслоенный плутон. – Новосибирск: Наука, 1993.
6. *Золото в осадочных толщах Кодаро-Удоканского района / Ю.П.Безродных, Л.Ф.Наркелюн, А.И.Трубачев и др.* // Докл. АН СССР. 1968. Т. 179. № 4. С. 927–930.
7. *Кучеренко И.Ф., Коробейников А.Ф.* Металлы платиновой группы в рудах Удоканского серебро-медного месторождения // Мат-лы конференции, посвященной 70-летию кафедры геологии Томского политехнического института. Томск, 2000. С. 145–157.
8. *Макарьев Л.Б., Былинская Л.В., Павлов М.В.* Платиноносность Кодаро-Удоканского медно-рудного района // Платина России. Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых минералов в XXI веке. М., 1999. Т. 3. Кн. 2. С. 300–306.
9. *Медистые песчаники и сланцы южной части Сибирской платформы / Л.Ф.Наркелюн, Ю.П.Безродных, А.И.Трубачев и др.* – М.: Недра, 1977.
10. *Татаринев А.В., Яловик Л.И., Четкин В.С.* Динамометаморфическая модель формирования расслоенных массивов основных горных пород (на примере Чинейского в Северном Забайкалье). – Новосибирск: Наука, 1996.
11. *Юргенсон Г.А., Абрамов Б.Н.* Минеральный состав железистых песчаников и источник обломочного материала меденосных отложений удоканской серии // Зап. ВМО. 2000. № 2. С. 44–54.

УДК 553.494:549.514.6

© Е.И.Воробьев, Л.Ф.Суворова, А.А.Конев, 2004

ДИОКСИДНО-ТИТАНОВЫЕ РУДЫ МУРУНСКОГО МАССИВА

Е.И.Воробьев, Л.Ф.Суворова (Институт геохимии СО РАН), А.А.Конев (Институт земной коры СО РАН)

Мурунский щелочной массив в Восточной Сибири площадью около 150 км² сложен мезозойскими щелочными, нефелиновыми и кальсилитовыми сиенитами, лейцититами и трахитами. В его пределах развиты диоксидно-титановые руды, аналогичные таковым месторождения Магнет-Ков (Арканзас, США). Руды представлены тремя главными типами: кальцит-кварцевые породы с брукитом (5,8–9,8% TiO₂), брукит-рутиловые кварцевые (до 30% TiO₂), анатаз-кварцевые породы с неравномерно распределенным анатазом преимущественно в виде крупнокристаллических выделений (от единичных включений до 30–40%). Проявление руд последнего типа наиболее крупное, а полученный из них анатазовый концентрат отличается особенно высоким качеством.

Титан относится к группе перспективных современных материалов, производство и потребление которых в последние десятилетия растут на 3–5% в год. Эта тенденция, очевидно, не изменится и в начале нового столетия. Самым высококачественным титановым сырьем являются диоксидные титановые руды — рутиловые и анатазовые, но основным источником промышленного титана остаются ильменитовые и титаномагнетитовые. Производство титановых материалов из этого сырья относительно сложное и экологически неблагоприятное. Поэтому все интенсивнее ведутся исследования по расширению добычи диоксидных титановых руд, поиски новых источников титана, например промышленное освоение перовскитовых, лопаритовых и других нетрадиционных руд. Среди источников диоксидных руд пока абсолютно преобладают рутиловые морские россыпи «черных песков» (например, австралийского типа), в потенциале — крупнейшие запасы анатазовых руд из кор выветривания бразильских карбонатитов и рутилсодержащие метаморфические породы.

Существуют и другие источники легкообогатимых диоксидных титановых руд, в частности рутиловые, брукитовые и анатазовые, связанные со щелочными комплексами. До недавнего времени было известно лишь одно такое месторождение на массиве Магнет-Ков. Кольцевой интрузив диаметром около 5 км в центральной части выполнен ийолитами и крупнозернистыми кальцитовыми карбонатитами. По периферии развиты фonoлиты, титансодержащие нефелиновые сиениты, гранатовые псевдолейцито-

вые сиениты и якупирангиты [3, 6]. Рудные полевошпат-карбонатные, кварц-полевошпатовые и флюоритовые жилы с рутилом сосредоточены в пределах массива, а кварц-рутил-брукитовые — во вмещающих кремнистых сланцах. Главная рудная залежь находится среди брекчированных и гидротермально измененных фonoлитов. Количество рутила в среднем составляет 3%. Он содержит примесь ниобия (около 3% пентаоксида ниобия). Общие запасы руд оцениваются в 7,75 млн. т, содержащих около 100 тыс. т оксида титана. С 1932 по 1944 гг. здесь было добыто 5 тыс. т рутила [7, 8, 9].

В ходе минералого-геохимического изучения Мурунского массива совместной группой исследователей Института геохимии и Института земной коры СО РАН были обнаружены диоксидно-титановые руды. Ранее отмечалась лишь широкая распространенность рассеянной титановой минерализации, включая рутиловую, брукитовую и анатазовую. Проведенные работы позволили выявить участки с их концентрированной формой, вплоть до представляющих потенциальный промышленный интерес, установить геологические позиции и генетические особенности.

Мурунский сиенитовый массив расположен в междуречье Чары и Токко на границе Якутии (Республика Саха) с Иркутской и Читинской областями. Входит в состав позднемезозойского алданского вулканогенно-интрузивного щелочного комплекса [5], включающего многие десятки отдельных массивов, распространенных от западной до восточной окраины Алданского

щита. Он представляет собой серию сложных многофазных лакколитоподобных интрузий, внедрившихся по контакту архейского фундамента и протерозойского-кембрийского осадочного чехла. В результате многоэтапной интрузивной деятельности и дизъюнктивных процессов Мурунский щелочной массив распадается на ряд отдельных интрузий, сложенных разновозрастными ассоциациями комагматических щелочных пород. Это позволяет выделять их как самостоятельные интрузивы или блоки (рис. 1).

В Большемурунском интрузиве (западный блок) преобладают щелочно-полевошпатовые

сиениты ($140,6 \pm 4,2$ млн. лет). В подчиненном количестве развиты нефелинсодержащие сиениты, субщелочные сиенит-порфиры, дайки слюдяных лампрофиров (минетт). Гидротермальные образования проявлены слабо.

Дагалдынский интрузив (южный блок) сложен преимущественно нефелиновыми и нефелинсодержащими сиенитами ($137,6 \pm 4,1$ млн. лет). По периферии отмечаются щелочно-полевошпатовые сиениты, псевдолейцитовые и трахитовые порфиры, фонолиты. Гидротермальные образования содержат торий-урановую минерализацию.

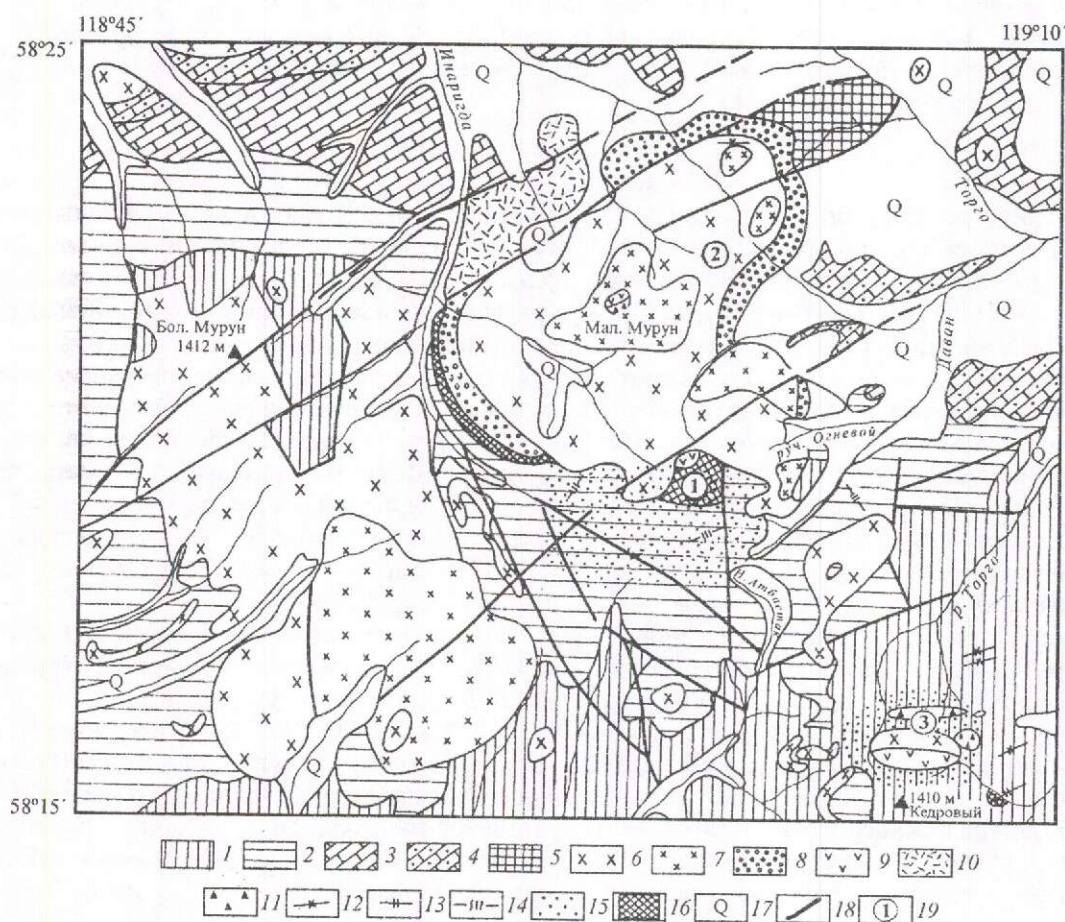


Рис. 1. Геологическая схема Мурунского сиенитового массива, местонахождение проявлений диоксидно-титановой минерализации:

1 — позднеархейский комплекс гнейсов, гранитогнейсов, кристаллосланцев; позднепротерозойский комплекс; 2 — аргиллиты и черные сланцы кумахулахской свиты, кварцитопесчаники нижнесеньской подсвиты, 3 — доломиты верхнесеньской подсвиты, 4 — аргиллиты, мергели торгинской свиты; Мурунский щелочной комплекс: 5 — шонкиниты, авгитовые сиениты, 6 — щелочные сиениты, 7 — нефелиновые сиениты, 8 — сынныриты, меланократовые сынныриты, 9 — эгиринолиты, 10 — трахиты, фонолиты, лейцит-порфиры, туфолавы, 11 — эруптивные брекчии, 12 — дайки псевдолейцитовых порфиров, 13 — дайки грорудитов, 14 — дайки калиевых щелочных минетт; 15 — поля интенсивной фенитизации; 16 — скарны и скарнированные породы; 17 — современные аллювиальные отложения; 18 — тектонические нарушения; 19 — проявления диоксидно-титановых руд (1 — кальцит-кварцевые карбонатитоиды с брукитом, скв. 7; 2 — брукит-рутиловые руды, участок Ерник; 3 — анатаз-кварцевые руды, участок Кедровый). Участок территории 15×19 км

Маломурунский интрузив (северо-восточный блок) отличается многообразием интрузивных пород и их субэффузивных аналогов. Преобладают нефелинсодержащие ($128,9 \pm 3,9$ млн. лет), нефелиновые и кальсилитовые сиениты. К периферическим частям блока приурочены щелочные габброиды. Присутствуют вулканические породы, представленные туфоагломератами, лавами лейцититов, трахитов, фонолитов. В южной части развиты небольшие тела карбонатитов (стронций-бариевых и кальцитовых [1]) и родственных им карбонатитоидов (карбонатной фазы менее 50%) кальцит-кварцевого состава. С карбонатитами тесно ассоциируют уникальные чароитовые породы — чароититы [1, 4]. Здесь

вых и полевошпат-кварцевых пород несут аналоговую минерализацию.

Щелочные породы Мурунского массива характеризуются повышенными содержаниями K, Ti, Ba, Sr. Содержания в них титана приведены в табл. 1. Разнообразная титановая минерализация проявлена в виде титанита в многочисленных разновидностях, титаномагнетита, ильменита, шорломита и многих редких силикатов и оксидов — юкспорит, тинаксит, лабунцовит, лампрофиллит, баритолампрофиллит, мозандрит, К-батисит, фресноит, нарсарсуцит, лоренценит, лейкофенит, Ti-делиит, даванит, розенбушит, одинцовит, перовскит, таусонит, лопарит, прайдерит, калий-бариевые голландиты,

1. Химический состав щелочных магматических пород Мурунского массива, обогащенных титаном, %

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	55,90	50,00	50,98	43,23	48,60	50,94	41,69
TiO ₂	2,59	3,83	3,88	3,93	4,67	5,53	13,72
Al ₂ O ₃	12,10	6,35	4,95	18,15	9,35	8,80	8,60
Fe ₂ O ₃	7,36	14,36	17,03	6,00	11,97	11,63	7,35
FeO	1,58	3,92	2,75	2,35	2,12	2,27	3,27
MnO	0,08	0,15	0,15	0,09	0,17	0,11	0,64
MgO	0,86	1,96	2,40	0,42	1,88	1,27	0,84
CaO	1,96	4,49	6,38	1,61	5,66	2,34	1,44
Na ₂ O	2,93	5,68	5,75	2,72	3,55	4,61	5,74
K ₂ O	10,00	5,39	3,49	16,26	5,29	7,34	4,72
P ₂ O ₅	0,07	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
П.п.п.	0,30	0,41	0,52	0,78	2,28	1,05	2,32
CO ₂	0,00	0,22	0,11	0,44	1,98	0,00	0,22
SrO	0,78	0,14	0,76	0,18	0,22	0,18	8,06
BaO	2,70	2,74	0,32	2,78	3,46	4,18	1,55
Сумма	99,21	99,65	99,48	98,98	101,21	100,26	100,13

Примечание. 1 — якутит с батиситом, 2 — сыннырит с батиситом, 3 — меланосыннырит с батиситом, 4 — батисит-кальсилитовая порода, 5 — полевошпат-эгириновая порода с батиситом, 6 — сыннырит с батиситом, 7 — лампрофиллит-эгириновый пегматит с таусонитом. Анализы выполнены в химической лаборатории ИЗК СО РАН.

же интенсивно проявлены постмагматические процессы, сформировавшие фениты и щелочно-магнезиальные скарны, выполняющие фенитовую (или карбонатитовую) структуру площадью 10–12 км². Гидротермальная деятельность способствовала формированию кварцевых жил, штокверков, часто несущих диоксидно-титановую минерализацию (рутил, брукит). В качестве наиболее позднего образования выступает торий-урановое оруденение.

В **Кедровом интрузиве** (юго-восточный блок), наряду со щелочно-полевошпатовыми и нефелиновыми сиенитами, распространены граносиениты, грорудиты ($118,2 \pm 3,5$ млн. лет) и кариты. Отмечается присутствие маломощных тел карбонатитов. Наиболее поздние тела кварце-

браннерит. В поздних кварцсодержащих образованиях развиты также наиболее важные в промышленном отношении брукит, рутил и анатаз, иногда в значительных масштабах.

Среди многочисленных минерализованных точек с диоксидами титана выделяются наиболее масштабные с рудами (породами) трех основных типов.

Кальцит-кварцевые жильные карбонатитоиды с брукитом вскрыты буровой скважиной № 7 в интервале глубин 80–180 м на юго-восточной периферии Маломурунского интрузива в центре фенитовой структуры среди протерозойских интенсивно фенитизированных осадочно-метаморфических пород, интродуцированных многочисленными субпластовыми телами сиенит-порфи-

ров, микросиенитов и минетт. Скважина пересекла до десятка жильных тел карбонатитоидов общей мощностью около 17 м (рис. 2). К карбонатитоидам отнесена серия жильных существенно кварцевых кальцитсодержащих пород проблематичного генезиса. Наиболее экзотические среди них — торголиты. Это кальцит-кварцевые породы графической структуры с постоянным соотношением количества кварца и кальцита [2]. Для всех разнообразных и весьма специфических пород данной группы характерны пространственная связь с карбонатитами, обязательное наличие кальцита (менее 50%), имеющего карбонатитовую геохимическую специфику, и преобладание кварца. Их разновидность с брукитовой минерализацией представляет собой массивную светло-серую до темной (в случае повышенной примеси пироксена) породу с псевдографиче-

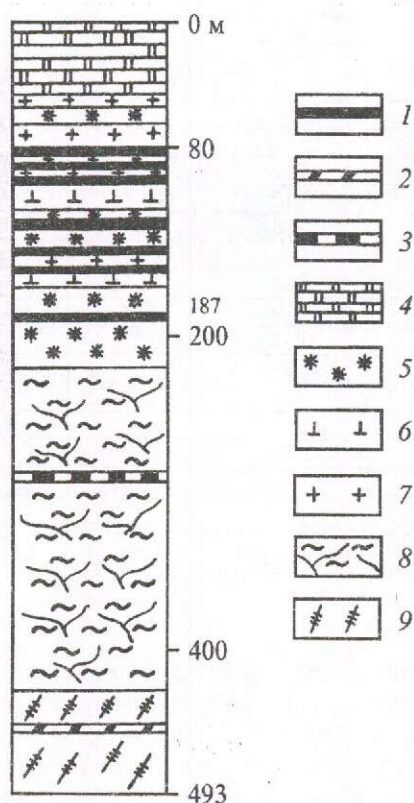


Рис. 2. Генерализованный разрез по скв. № 7 с проявлениями кальцит-кварцевых карбонатитоидов с брукитом:

1 — кальцит-кварцевые карбонатитоиды с брукитом; 2 — пироксен-калишпат-кальцитовые карбонатиты; 3 — стронций-бариевые карбонатиты; 4 — рихтерит-кальцитовые щелочные скарны по доломитам; 5 — калишпат-пироксеновые фениты; 6 — щелочные минетты; 7 — трахиты, сиенит-порфиры; 8 — фенитизированные черные сланцы и алевролиты; 9 — фенитизированные гранитогнейсы

ской структурой. Сложена в основном кварцем (50–60%) и кальцитом (14–29%). В качестве второстепенных минералов в ней постоянно присутствуют примесь брукита и варьирующие количества пироксена и калишпата. Акцессорная минерализация — реликтовый титанит, рамзаит, нептунит, редко галенит.

Кварц представлен изометричными агрегатами сероватого цвета размером 1–2 мм. Кальцит образует клиновидные выделения между зернами кварца, придавая породе своеобразный псевдографический облик. Содержание стронция в кальците составляет в среднем 1,6% SrO, магния — 0,25% MgO. Характерна крайне редкая для такого типа кальцита аномально высокая марганцовистость — в среднем 1,2% MnO (до 3,8% MnO). Рудная минерализация — преимущественно брукит, который образует отдельные бипирамидальные кристаллы черного цвета размером до 5–6 мм или петельчатые агрегаты, развиваясь по периферии включений титанита. Брукит — ниобийсодержащий (2,96% Nb_2O_5). Титанит распространен в основном в виде реликтовых выделений и почти нацело замещен брукитом. Количество калишпата и эгирина варьирует от первых до 20–30%. Рамзаит $Na_2(TiO_2)(Si_2O_7)$ встречается в виде редких игольчатых или сноповидных агрегатов розоватого цвета. Имеет небольшую примесь ниобия. Нептунит $(Na_2K)_2FeTi(Si_4O_{12})$ образует отдельные мелкие включения коричневатого-красного цвета. Содержание титана в разных телах рассматриваемых карбонатитоидов относительно стабильное, варьирует от 5,8 до 9,8% TiO_2 , ниобия — высокое (табл. 2). На дневной поверхности такие породы с брукитом пока не обнаружены. Брукитовая минерализация в рудах связана с замещением исходного титанита.

Этот тип пород может рассматриваться только как потенциальные титановые руды. Повышенная радиоактивность урановой природы делает их практически малоперспективными.

Брукит-рутиловые кварцевые породы (цемент брекчиевых тел) зафиксированы в центральной части Маломурунского интрузива вблизи высоты Ерник. Вмещающие эгирин-биотитовые сиениты содержат титаномагнетит (4% TiO_2), титанистый гранат и титанит. Прерывистая маломощная ветвящаяся зона брекчий прослежена по простиранию почти на 4 км. Обломочная часть представлена измененными сиенитами, цемент — пористым кварцевым субстратом с брукитом и рутилом. Пористость, кавернозность вызваны интенсивным выщелачиванием сульфидов и, возможно, карбонатов. В общей сложности вы-

2. Химический состав диоксидных титановых руд Мурунского массива, %

Компоненты	1	2	3
SiO ₂	59,0	61,23	67,18
TiO ₂	7,6	24,93	27,16
Al ₂ O ₃	1,2	1,2	0,64
Fe ₂ O ₃	4,0	6,8	3,68
MnO	0,8	0,1	0,10
MgO	0,08	0,0	0,8
CaO	12,2	0,0	0,10
Na ₂ O	1,7	0,08	0,29
K ₂ O	1,0	1,05	0,34
CO ₂	9,1	—	—
Nb ₂ O ₅	0,45	0,20	0,09
BaO	—	2,0	0,14
П.п.п.	1,06	1,8	0,32
Сумма	98,11	99,39	100,24

Примечание. 1 — брукитосодержащие кальцит-кварцевые карбонатитоиды (усредненный анализ из пяти разных тел), 2 — брукит-рутиловые руды (богатый тип), 3 — анатазовые руды гольца Кедровый (богатый тип). Анализы выполнены в рентгеноспектральной лаборатории Института геохимии им. А.П.Виноградова СО РАН.

щелоченный материал составлял до 30% первичного объема. Кубические формы пустот, часто сохранивших на своих стенках отпечатки параллельной штриховки, свидетельствуют о том, что изначально они были выполнены пиритом. Свежие (не окисленные) аналогичные породы пока не обнаружены. Главные рудные минералами — брукит и рутил. Их содержание весьма непостоянно и варьирует от 2–3 до 30–35%, и лишь изредка рутил составляет основную массу породы (до 80%). Жильные тела рутилитов крайне редки и незначительны по мощности. Относительно богатые брукит-рутиловые руды этого типа характеризуются повышенными содержаниями молибдена (до 0,15% Мо) и циркония (до 2% Zr) (см. табл. 2). Весь молибден сконцентрирован в охристой массе. Циркониевая минерализация представлена желтым цирконом. Характерно, что аналогичными минеральными и геохимическими особенностями отличаются и брукит-рутиловые руды Магнет-Ков.

Исследования показали, что первичным в данном случае является брукит, содержащий до 2% Nb₂O₅. Он замещается рутилом, в котором только около 0,5% пентаоксида ниобия. На фронте замещения происходит отгонка ниобия и формирование узких зон в бруките (рис. 3), где содержание пентаоксида ниобия достигает 7,5%. Здесь же образуются ультрамикроскопические

выделения сложных титанониобатов, содержащих от 15 до 65% пентаоксида ниобия; в качестве второстепенных компонентов в них фиксируются свинец и барий (данные микрозондового анализа). Среди известных минеральных видов они аналогов не имеют.

Новообразованный рутил развит в виде хорошо оформленных призматических кристаллов с характерной штриховкой на гранях. Цвет темно-бурый, черный, в тонких сколах — красноватый. Размеры отдельных зерен не превышают 3–5 мм. Типичной примесью в рудах является барит. Его количество достигает 5–6%. Подобные брукит-рутилсодержащие породы также рассматриваются только как потенциальные руды.

Наиболее крупное проявление *анатаз-кварцевых пород* установлено на водоразделе верхнего течения р. Торго и ручья Александровский — северном отроге гольца Кедровый (рис. 4). На контакте крупного тела эруптивной брекчии с грорудитовым цементом и щелочно-полевошпатовых сиенитов развита серия крупных сближенных кварцевых жил, образующая общую зону мощностью до 210 м и протяженностью 400–500 м. Жильная кварцевая масса из крупно-, гигантокристаллических агрегатов темно-серого кварца часто с друзовыми выделениями содержит обломки вмещающих пород и неравномерную вкрапленность калишпата. Рудные минералы — анатаз и редкая сульфидная минерализация — распределены крайне неравномерно. Содержание анатаза варьирует от единичных включений до 40%. В центральной части зоны кварцевых жил выделяется залежь анатаз-полевошпат-кварцевых руд мощностью до 2 м, где среднее содержание гигантокристаллического анатаза составляет 25–27%. Это уникальное геологическое образование, достойное музейной экспозиции. Межжильный субстрат гидротермально измененных эруптивных брекчий также содержит анатазовую минерализацию. Кроме анатаза, постоянно присутствует магнезиально-литиевая слюда — тайниолит, формирующаяся при замещении обломков доломитовых пород. Содержание анатаза невелико (~3% TiO₂), но весьма выдержано.

Химический анализ относительно богатых руд приведен в табл. 2. Кроме анатаза отмечается незначительная примесь рутила и ильменорутила. Анатаз образует неправильные выделения и идиоморфные таблитчатые или субоктаэдрические кристаллы, размеры которых могут достигать 20–25 мм. Цвет его темно-синий до черного, в тонких сколах — темно-синий.

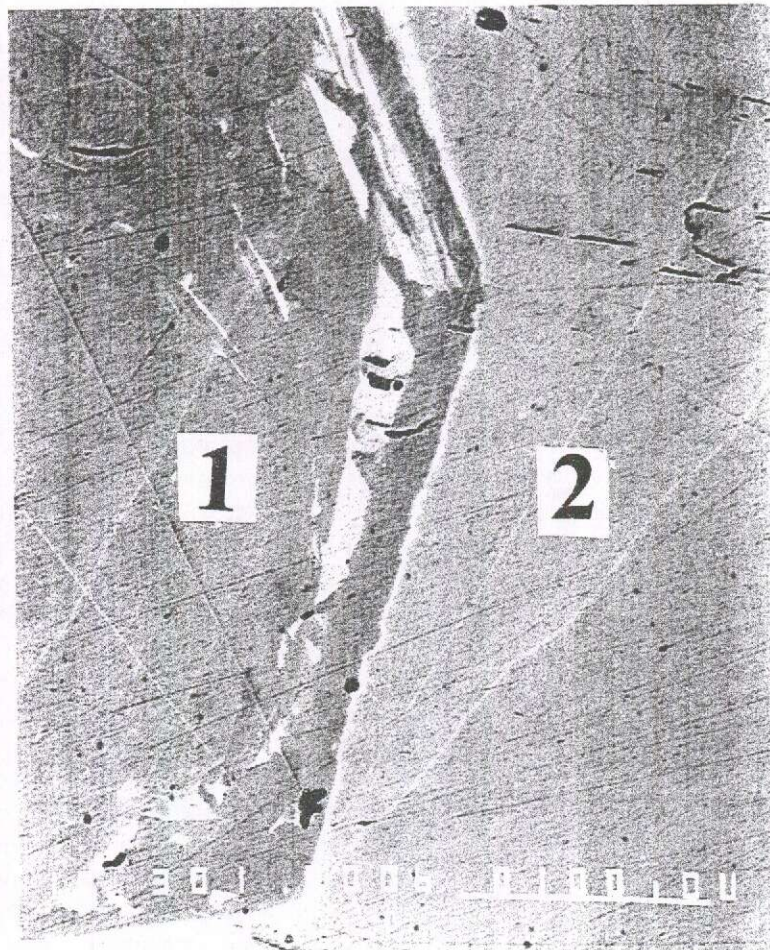


Рис. 3. Замещение брукита (1) рутилом (2) с образованием зон отгонки ниобия (светлые линейные участки), участок Ерник, Мурунский массив:

данные по содержанию ниобия в этих зонах приведены в табл. 3; снимок на микрозонде в отраженных электро-нах

Детальное минералого-геохимическое изучение данной анатазовой минерализации позволило установить, что она сформировалась в результате сложной трансформации первичного Mn-Fe-Ti-оксида, по-видимому, марганецсодержащего ильменорутила. Данное предположение базируется на реставрации состава распавшейся (или замещенной) первичной фазы, представленной сложными агрегатами вторичных продуктов. Эта исходная фаза распадается на анатаз и оксиды железа с включениями оксидов марганца. Вместе с кварцевым субстратом такие субмикроскопические агрегаты рудных выделений претерпевают собирательную перекристаллизацию. В результате формируются монокристаллические выделения анатаза с четкими гранями уже почти на порядок крупнее, а марганцовисто-железис-

тые оксиды образуют каймы по их периферии. Дальнейшее укрупнение анатазовых выделений в виде хорошо сформированных монокристаллов размером 10–25 мм сопровождается возникновением прерывистых тонких охристых (марганцево-железистых) кайм. Таким образом, образование анатазовой минерализации с очень низким содержанием в ней наиболее нежелательных в технологическом аспекте примесей-хромофоров (Fe и Mn) обусловлено их отделением в виде оксидов при распаде (возможно, разложении) исходного ильменорутила и рафинированием анатазовой фазы в процессе ее собирательной перекристаллизации. Отметим, что наличие охристых кайм по периферии анатазовых зерен облегчает их отделение от кварцевого субстрата при дроблении, способствуя процессу обогащения.

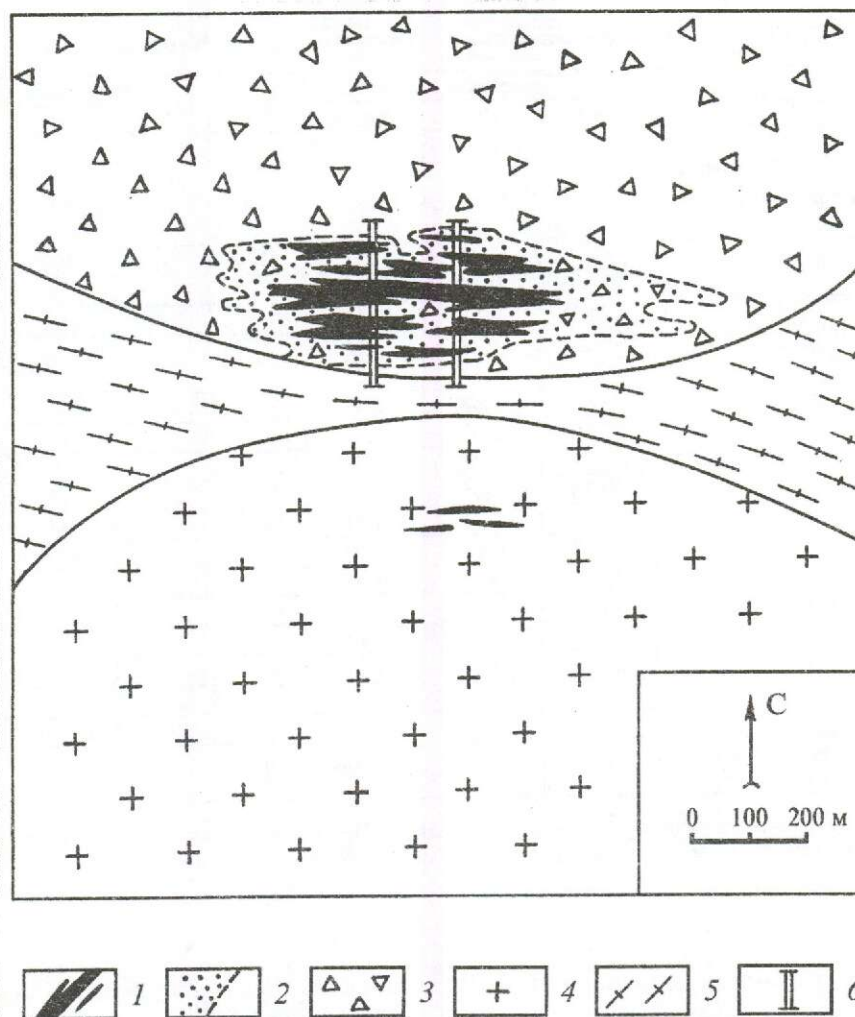


Рис. 4. Схема проявления анатаз-кварцевых руд на участке Кедровый, Мурунский массив:

1 — кварцевые жилы с анатазовой минерализацией; 2 — зона гидротермально измененных пород с анатазом; 3 — эруптивные брекчии с гнорудитовым цементом; 4 — сиениты; 5 — гранитогнейсы; 6 — горные выработки (канавы)

Опытные технологические исследования анатаз-кварцевых руд, проведенные Институтом металлургии УРО РАН (устное сообщение С.В.Шаврина) и АО «Уралтитан-93» показали, что их можно отнести к категории легкообогащаемых, а получаемый анатазовый концентрат обладает очень высоким качеством. По масштабу это пока самое значительное проявление диоксидных титановых руд Мурунского массива и, очевидно, крупнейшее из известных коренных анатазовых руд вообще (без учета бразильских анатазовых руд из кор выветривания карбонатов). Его параметры окончательно не установлены, а демонстрируемая на рис. 4 рудная зона зафиксирована на узком водоразделе по элювию и

здесь же вскрыта канавами. Ее фланги по простиранию перекрыты мощными склоновыми отложениями. По вертикали эта зона прослежена на глубину не менее 200 м (по склону на западном фланге) без признаков снижения интенсивности оруденения. Есть все основания полагать, что данное проявление может иметь промышленное значение как небольшое месторождение высококачественных титановых руд. Его прогнозные ресурсы ориентировочно в 10–15 раз превышают запасы диоксида титана в брукит-рутиловых рудах месторождения Магнет-Ков. В более благоприятных географических условиях оно представляло бы собой весьма перспективный объект.

3. Состав рудных минералов из диоксидно-титановых руд Мурунского массива

Минерал/порода	Содержание, %			Содержание, г/т*				
	TiO ₂	FeO	Nb ₂ O ₅	Cr	Ni	V	Cu	Zr
1. Брукит								
Брукит из кварц-кальцитовых карбонатитоидов с титанитом и брукитом (скв. 7)	—	—	2,96***	6,4	40	1600	250	440
Брукит из брукит-рутиловых кварцевых пород (брекчий, участок Ерник)**	94,7	1,0	1,6	12	32	1500	200	320
	97,49	0,69	1,90					
	97,01	0,82	2,31					
	97,13	1,22	1,16					
	96,76	1,41	1,21					
Брукит в зонах рутилизации**	94,85	1,68	2,87					
	92,50	2,01	4,07					
	93,48	2,82	5,34					
2. Рутил из брукит-рутиловых кварцевых пород (брекчий)**	89,38	2,65	7,28					
			0,32	14	54	2000	260	330
	99,07	0,08	0,38					
	98,54	0,48	0,67					
	98,29	0,18	0,53					
	98,65	0,34	0,33					
	97,88	0,52	0,71					
97,78	0,28	0,59						
3. Анатаз из анатаз-кварцевых пород (участок Кедровый)	98,14	1,91	0,53					
			0,35***	27	2	720	220	190

Примечание. Анализы выполнены в аналитической лаборатории Института геохимии им. А.П.Виноградова СО РАН:
* — количественный спектральный, ** — микронзондовый, *** — рентгенофлуоресцентный.

Диоксидная титановая минерализация на Мурунском массиве имеет много общего с таковой месторождения Магнет-Ков. Особенно это касается брукит-рутиловых руд, сходных даже по комплексу геохимических признаков. И в тех и в других главным сопутствующим элементом является ниобий. Некоторое различие просматривается, пожалуй, только в более значительном по масштабам развитии анатазовой минерализации на Мурунском массиве. Новая находка диоксидно-титановых руд в щелочном магматическом комплексе позволяет утверждать, что месторождение Магнет-Ков и проявления на Мурунском массиве являются закономерными образованиями, формирующимися на заключительных этапах становления щелочных (щелочно-сиенитовых) комплексов, породы которых отличаются повышенными содержаниями титана. Это, в свою очередь, позволяет предложить ревизию ряда крупных щелочных массивов на диоксидно-титановую минерализацию. В ходе обычных производственных геологических исследований подобные объекты могут быть не обнаружены. Так, они были пропущены на Мурунском массиве при проведении геологических

поисково-съёмочных работ всех масштабов от 1:200 000 до 1:10 000 включительно.

Таким образом, щелочные массивы с повышенным содержанием титана в породах могут нести перспективную в практическом аспекте диоксидно-титановую минерализацию. Титановые месторождения подобного типа отличаются высоким качеством получаемых титановых концентратов, но относительно небольшими масштабами. Проблема их промышленных перспектив еще ждет своего решения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Воробьев Е.И. Стронций-бариевые карбонаты Мурунского массива // Геология рудных месторождений. 2001. Т. 43. № 6. С. 524–539.
2. Воробьев Е.И., Конев А.А., Мальчинок Ю.В. Кальцит-кварцевые породы графической структуры в Мурунском щелочном массиве // Зап. ВМО. 1984. Ч. 113. Вып. 3. С. 300–308.
3. Карбонаты / Под ред. О.Таттла, Дж.Гиттинса. — М: Мир, 1969.
4. Конев А.А., Воробьев Е.И., Лазебник К.А. Минералогия Мурунского щелочного массива. — Новосибирск: СО РАН НИЦ ОИГГМ, 1996.

5. *Петрология* щелочного вулканогенно-интрузивного комплекса Алданского щита (мезозой) / Т.В.Билибина, А.Д.Дашкова, В.И.Донаков и др. – Л.: Недра, 1967.
6. *Erickson R.L., Blade L.V.* Geochemistry and petrology of the alkalic igneous complex at Magnet Cove, Arkansas, U.S. Geological Survey, Professional Paper 425. 1963.
7. *Fryklund V.C., Holbrook D.F.* Titanium ore deposits of Hot Spring County, Arkansas. Arkansas Resources and Development Committee // Division Geology Bulletin, 16, 1950.
8. *Spencer R.V.* Exploration of the Magnet Cove Rutile Co, property Magnet Cove area, Hot Spring County, Arkansas, U.S. Bureau Mines Reports, Inv. 3900, 1946.
9. *Reed D.F.* Investigation of the Magnet Cove Rutile deposit, Hot Spring County, Arkansas, U.S. Bureau Mines Reports, Inv. 4593, 1949.

УДК 553.493.43:551.761 (470.6)

© Н.И.Бойко, 2004

О БАРИТОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В ТРИАСОВЫХ РИФОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЯХ СЕВЕРНОГО КAVКАЗА

Н.И.Бойко (Ростовский государственный университет)

Показана рифогенная природа вмещающих баритовую минерализацию массивных известняков индско-анизийской терригенно-карбонатной формации Северного Кавказа. Биогермные известняки слагают простые по строению органогенные постройки, сформировавшиеся на локальных поднятиях южного пригеосинклинально-го края эпигерцинской платформы Западного Кавказа в ранне-среднетриасовом бассейне седиментации. Они характеризуются высокими коллекторскими свойствами, способствовавшими концентрации, а затем и консервации рудного вещества, поступающего по ослабленным зонам глубинных разломов. Предлагается переоценить с позиций выявленной сопряженности баритового рудогенеза и биогермообразования минерагенический потенциал не только индско-анизийской терригенно-карбонатной, но и норийско-рэтской рифогенной формации Северного Кавказа.

В настоящее время общая добыча барита в России составляет примерно 140 тыс. т. Она обеспечивается преимущественно за счет разработки двух месторождений: Кварцевая Сопка в Кемеровской области и Хойлинское в Республике Коми. В сравнительно небольших объемах (20–30 тыс. т в год) Россия импортирует барит из Казахстана. К 2010 г. потребление Россией баритовых концентратов увеличится до 290–300 тыс. т в год [7]. Для обеспечения такого уровня потребления потребуется освоение новых месторождений (особенно для производства баритовых наполнителей).

Один из наиболее инвестиционно привлекательных объектов — Белореченское месторождение. Оно расположено в Республике Адыгея, в 60 км к югу от г. Майкоп, на правом берегу р. Белая. Месторождение приурочено к юго-восточному флангу Даховской горст-антиклинали, сложенной метаморфическими и интрузивными

породами палеозоя, трансгрессивно перекрытыми осадочными образованиями триаса и юры. Геолого-промышленный тип месторождения жильный. Жилы локализируются в узле пересечения крупных дизъюнктивных нарушений северо-западного, меридионального и широтного направления. По составу руды баритовые и карбонатно-баритовые. Содержание сернистого барита в среднем по месторождению составляет 56,39%. Руды месторождения легко обогащаются, а полученный при флотационно-химическом обогащении концентрат пригоден как для производства литопона, так и в качестве наполнителя для лакокрасочной промышленности. Гравитационный концентрат барита отвечает требованиям утяжелителей для нефтегазовой отрасли. Месторождение характеризуется исключительно благоприятными георафо-экономическими и горнотехническими условиями. Однако его разработка сдерживается относительно незначи-

тельными запасами (общие — 1122 тыс. т, подтвержденные — 404 тыс. т). При производительности планируемого предприятия в 40 тыс. т флотобарита в год их хватит не более чем на 15 лет [1].

Необходимость наращивания запасов барита под предполагаемое строительство горнодобывающего предприятия инициировала широкомасштабные поисковые работы на это сырье в районах, тяготеющих к Белореченскому месторождению. В пределах Лабино-Малкинской структурно-фациальной зоны (северное звено известной Кавказской баритовой минерагенической провинции) установлены многочисленные рудопоявления. Основное внимание было сконцентрировано на поисках жильного геолого-промышленного типа барита, и когда выявленные баритовые жилы не прослеживались даже на десятки метров, поиски жил барита упорно продолжались, несмотря на наличие предпосылок формирования стратиформного типа баритовых месторождений. Состав, строение и условия образования вмещающих баритовую минерализацию пород детально не изучались. Типичной представляется ситуация на Капустинском проявлении барита, наиболее перспективном в регионе после Белореченского месторождения.

Рудопоявление расположено в левом борту долины р. Малая Лаба, в 25 км к югу от железнодорожной станции Шедок. Абсолютные отметки в пределах проявления составляют 1000–1100 м. Структурно-тектоническая позиция рудопоявления определяется его положением на западной периклинали Хацавитского выступа в толще ниже-среднетриасовых пород, пересекаемых широкой зоной преимущественно поперечных (северо-восточных) разрывов.

Капустинское рудопоявление было открыто В.А.Мельниковым в 1952 г. при геологической съемке м-ба 1:200 000. Высокое качество руд, весьма удобное географическое положение, а также предположение о возможном обнаружении стратифицированной зоны прожилкового оруденения, подобного типовому для Кавказской минерагенической провинции Апшринскому месторождению, неоднократно возвращали местных геологов (М.В.Григоренко, А.С.Кандауров и др.) к переосмыслению металлогенического потенциала Капустинского рудопоявления и вмещающих его индско-анизийских терригенно-карбонатных отложений. Однако какие-либо конкретные рекомендации по направлению дальнейших геологоразведочных работ на

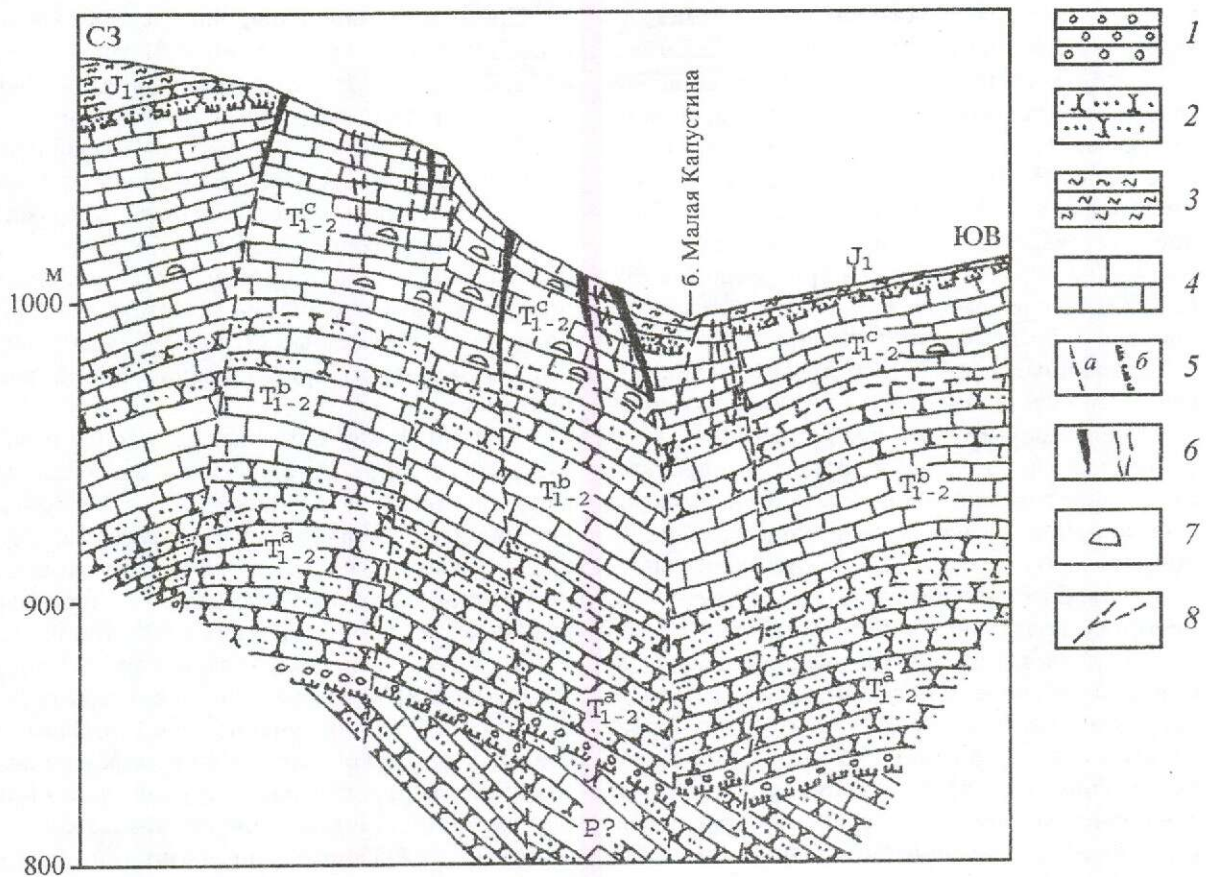
рудные полезные ископаемые по этому объекту даны не были. Сложилась парадоксальная ситуация: триасовые отложения Западного Кавказа, территориально доступные для исследований, на Северном Кавказе в металлогеническом отношении остаются наименее изученными, что признается местными геологами. А ведь с ними, кроме барита, связаны многочисленные рудопоявления свинца, цинка, молибдена, стронция и других полезных ископаемых.

В геологическом строении Капустинского рудопоявления участвуют слабометаморфизованные терригенно-вулканогенные породы эпигерцинского фундамента и залегающие на них отложения осадочного чехла, представленные пермскими (предположительно), ниже-среднетриасовыми, а также нижеюрскими и четвертичными образованиями.

Вмещают оруденение породы индско-анизийской терригенно-карбонатной формации, залегающей на пермских (?) терригенных образованиях низов осадочного чехла. В разрезе формации в районе рудопоявления четко выделяются три толщи (рисунок). Нижняя (T_{1-2}^a) сложена средне- и крупнозернистыми песчаниками от светло-серых до темно-серых с горизонтом гравелита в основании. Обломки в гравелите представлены кварцем и известняком. Мощность толщи терригенных пород достигает 21 м (скв. 34). Данная толща пород соответствует нижней части ятыргвартинской свиты нижнего триаса [5].

Выше залегают мощная (до 200 м) пестрая по вещественному составу толща песчано-карбонатных пород (T_{1-2}^b), соответствующая верхней части ятыргвартинской свиты. Переходы ее к подстилающим и вышележащим отложениям постепенные, нечеткие. В нижней части разреза залегают своеобразные брекчиевидные породы, вскрытые рядом поисковых скважин, но не отмеченные в маршрутах на поверхности. Представлены они темно-серыми слабослюдистыми песчаниками, содержащими прослой, линзы и обломки известняков неправильной формы с извилистыми краями. Известняки темно-серые, дробленые, размер обломков от 2 до 10 см, количество обломков от 20 до 60%. Выше эти породы сменяются песчанистыми слоистыми светло-серыми известняками, перекрытыми пачками переслаивающихся песчаников и известняков. Состав и облик пород резко меняются на коротких расстояниях, что затрудняет увязку разреза.

Заканчивается разрез индско-анизийской карбонатной формации на Капустинском рудопоявлении толщей (T_{1-2}^c) крепких массивных



Схематический геологический разрез Капустинского баритового рудопроявления:

1 — гравелиты; 2 — песчаники; 3 — алевролиты; 4 — известняки; 5 — геологические границы (а — согласные, б — несогласные); 6 — баритовые линзы и прожилки (обобщенно); 7 — органогенные постройки; 8 — основные разрывные нарушения

мелкозернистых светло-серых известняков. Порода, по нашим данным, имеет биогермную структуру, иногда содержит обломки терригенных пород. С нижележащими отложениями контакт постепенный, а вышележащие юрские породы залегают с резким несогласием и размывом. В связи с размывом кровли мощность толщи массивных известняков весьма непостоянна: от 70 м в скв. 37 до 30 м в скв. 35, а местами до полного размыва (канавы 10). Эта толща массивных известняков может быть сопоставлена со свитой Малого Тхача анизийского яруса среднего триаса [5].

На размывтой карровидной и закарстованной кровле триасовых известняков залегают нижнеюрские песчаники, сменяющиеся вверх по разрезу алевролитами. Песчаники зеленовато-серые обычно тонкослоистые, редко массивные, разнозернистые и мелкозернистые с линзами гравелитов и включениями углефицированных

растительных остатков. Их мощность в районе рудопроявления колеблется от 14 до 18 м. Алевролиты темно-серые тонкослоистые, часто пятнистые, известковистые и известковые, редко содержат линзы песчаников. Мощность их полностью не вскрыта (в скв. 33 более 35 м), а по маршрутным наблюдениям не превышает 20 м. По вещественному составу песчаники и алевролиты соответствуют нижнеюрской веригутской свите.

Четвертичные отложения в районе Капустинского баритового рудопроявления распространены практически повсеместно. Делювий представлен вязкой красноватой глиной с многочисленными обломками известняков и песчаников. Часть площади участка перекрыта коллювиально-пролювиальными образованиями в виде крупных глыб известняков в глинисто-щебенистой массе.

Особенности структуры Капустинского участка определяются сочетанием двух типов дис-

локаций: пологих пликативных и крутопадающих дизъюнктивных. Общее залегание пород осадочного чехла в пределах рудопроявления слабovolнистое моноклиналиное, с падением на северо-запад. На площади рудопроявления оно осложнено несколькими мелкими брахискладками. Ось наиболее выраженной брахисинклинали проходит вдоль левого притока балки Малая Капустина, у устья которого пробурена скв. 39. Параллельно ей, в ста метрах северо-западнее проходит ось брахиантклинали.

Разрывные нарушения представлены несколькими системами, каждая из которых хорошо просматривается на аэрофотоснимках, фиксируется в обнажениях и горных выработках. Временные взаимоотношения систем выражены нечетко. Наибольшую роль играет серия малоамплитудных сбросов северо-восточного простирания. Эти разрывы являются, по-видимому, местным проявлением региональной зоны поперечных дислокаций, проходящей через участок. Северо-восточные сбросы имеют крутое падение на северо-запад и юго-восток, часто вертикальны. В плане они меняют простирание, ветвятся, сливаются. Максимальные смещения, устанавливаемые по подошве нижней юры, достигают 20–30 м. В современном рельефе они часто образуют скальные обрывы.

Подчиненную роль играют разрывы северо-западного простирания. Они также близвертикальны, относятся к сбросам. Смещение подошвы нижней юры по этим разломам более чем на 15 м установлено в расчистках. И, наконец, система субширотных разрывов выражена наименее значительно. В горных выработках она не вскрыта, но хорошо дешифрируется на аэрофотоснимках.

Общий характер строения Капустинского участка мелкоблоковый. Благодаря складчатому и сбросовым дислокациям подошва нижней юры оказалась на разных гипсометрических отметках в пределах небольшой площади: от 985 м в скв. 39 до 1105 м вблизи канавы 28. Таким образом, общая амплитуда колебаний составляет 120 м.

На Капустинском рудопроявлении установлен своеобразный тип баритовой минерализации, ранее нигде в районе не изучавшийся. Он представлен мощными зонами прожилков в известняках, среди которых залегают отдельные линзы массивной руды. Ранее оруденение этого типа считалось обычным жильным, но неудачные попытки проследить жилы по простиранию привели к отрицательной оценке участка. Линзы массивной руды имеют протяженность не более 30–40 м при мощности 2,5 м и более.

Кроме жил и линз, широко распространены зоны известняковых брекчий с баритовым цементом, выделения барита неправильной формы, зоны густых баритовых прожилков. Прожилки могут быть параллельными, взаимопересекающимися, ветвящимися. Мощность таких зон достигает 10 м и более. Интервалы прожилковой минерализации увязываются в довольно протяженные зоны (до 150 м между крайними пересечениями). Однако попытки проследить их по падению с помощью скважин не увенчались успехом, вероятная протяженность зон по падению 20–25 м.

Участки между описанными зонами нельзя относить к полностью безрудным. В известняках распространены с различной густотой тонкие нитевидные прожилки барита, гнезда барита в кальцитовых прожилках и т.п. Общая площадь, на которой встречаются различные баритоворудные образования, составляет 320×160 м.

Несмотря на наличие различных морфологических форм баритовой минерализации, практически вся она приурочена к толще массивных известняков верхней толще индско-азиатской терригенно-карбонатной формации (см. рисунок). Иногда барит проникает в вышележащие нижнеюрские песчаники по зонам дробления, тектоническим контактам известняков и песчаников. Встречаются тонкие прожилки барита в песчаниках, выклинивающиеся на первых метрах выше их подошвы. В остальных случаях подошва нижнеюрских пород четко экранирует оруденение. Весьма редки незначительные проявления барита в средней терригенно-карбонатной толще триаса. Таким образом, вертикальный интервал распространения баритового оруденения обычно контролируется литологическими границами пачки массивных известняков.

Весьма четко проявлен структурный контроль баритовой минерализации. Все линзы, зоны брекчий и прожилков вытянуты в северо-восточном направлении вдоль разрывных нарушений этой ориентировки. Интенсивность баритовой минерализации возрастает вблизи наиболее крупных разрывов.

По степени проявления баритовой минерализации на площади рудопроявления выделены три тектонических блока, ограниченных сбросами северо-восточного простирания. Блоки представляют собой линзовидные (в плане) приподнятые участки массивных часто биогермных известняков, разделенные полосами безрудных известняков или узкими впадинами, заполненными юрскими песчаниками и алевролитами. Дли-

на каждого блока около 200 м, ширина в плане около 40 м.

В центральном блоке отмечена наиболее интенсивная баритовая минерализация, в том числе все крупные линзы массивных руд, которые, по нашему мнению, связаны с органогенными постройками. Минерализация распределена в разных формах и практически по всему объему построек. В центральной части блока проходит еще несколько разрывов, параллельных краевым, но более мелких. В его пределах обнаружены также останцы перекрывающих нижнеюрских песчаников. Юго-западная часть блока перекрыта шлейфом современных коллювиально-пролювиальных крупноглыбовых отложений.

Юго-восточный блок характеризуется значительно меньшим масштабом минерализации. Барит распределен в брекчиевидной зоне вдоль сброса, ограничивающего блок с северо-запада, и в прожилковых зонах в центральной части. Органогенные постройки, а следовательно, и массивные руды здесь отсутствуют. Площадь блока частично перекрыта юрскими и современными осадками.

Северо-западный блок выделен с определенной долей условности, поскольку больше половины его площади перекрыто юрскими породами. Их мощность всего 5–10 м, поэтому известняки иногда обнажаются в эрозионных окнах. Баритовая минерализация представлена мощными зонами тонких прожилков. Только в юго-восточной части встречено несколько линз массивных руд, связанных опять же с небольшими по размеру органогенными постройками.

Ограничивается ли распространение баритовой минерализации на Капустинском рудопроявлении перечисленными минерализованными блоками, сказать трудно. Лишь на юго-востоке геологическая граница участка установлена, во всех других направлениях рудовмещающие известняки погружаются под экранирующую оруденение юрскую толщу. Под юрским чехлом не исключается обнаружение новых минерализованных зон. Наиболее вероятно продолжение баритовой минерализации в юго-западном направлении, поскольку в 1 км юго-западнее данного участка, по балке Большая Капустина, найдены прожилковые баритовые зоны, аналогичные описанным.

Все рудные тела сложены двумя минералами — баритом и кальцитом. Барит белый, часто с голубоватым и розоватым оттенками, иногда полупрозрачный. Крупно- и среднекристаллические агрегаты его слагают прожилки различной

толщины (от 1 мм до 0,1 м), цемент брекчий, массивные тела (мощностью до 2,5 м и более). Кальцит белый крупнокристаллический, образует прожилки и цемент брекчий совместно с баритом, а часто и самостоятельно. Изредка кальцит наблюдается в виде гнезд в массивной баритовой руде. В незначительных количествах встречены мелкие гнезда халцедоновидного кварца, единичные мелкие вкрапленники халькопирита, редкие кубики (до 1 см) галенита.

Минеральный и химический составы баритовых руд Капустинского проявления указывают на их принадлежность к типичным представителям карбонатно-баритового типа. Руды из массивных линз относятся к существенно баритовым и могли бы использоваться без обогащения, брекчиево-прожилковые руды — к бедным и средним сортам, известняки с тонкими прожилками — к убогим рудам. Крупнозернистая структура руды, отсутствие тесных сростаний минералов, а также железистых пленок на зернах барита позволяют предположить, что руды будут легкообогатимыми.

Таким образом, в отличие от предыдущих работ, установлена приуроченность баритовой минерализации не просто к массивным известнякам верхней толщ индско-анизийской терригенно-карбонатной формации, а к биогермным породам органогенных построек. И в этой связи особую значимость приобретают литолого-фациальные построения для вмещающих рудную минерализацию отложений и палеогеографические реконструкции времени формирования построек. Такие исследования позволят выявить закономерности распространения индско-анизийских рудовмещающих органогенных построек и условия их формирования, которые послужат основой дальнейших геологоразведочных работ на барит в регионе.

На Западном Кавказе индско-анизийские образования прослеживаются в полосе выходов на дневную поверхность от р. Малая Лаба на востоке до р. Куна на западе, а еще западнее в отдельных тектонических блоках среднего и верхнего течения р. Белой. В полосе выходов они хорошо выражены в рельефе, а к северу и северо-западу, на территории Западного Предкавказья, перекрываются толщей более молодых образований. Буровыми скважинами индско-анизийские отложения вскрыты на отдельных нефтеразведочных площадях Северо-Кавказского краевого массива. В Западном Предкавказье анзийские породы достоверно установлены в Ирклиевской впадине и на Тимашевской ступе-

ни, а предположительно — в Восточно-Кубанской впадине и на Азовском выступе Украинского щита Русской платформы.

Обобщение и анализ имеющегося опубликованного и фондового геологического материала позволяют наметить среди отложений индско-анизийской терригенно-карбонатной формации следующие основные литолого-фациальные комплексы, получившие региональное распространение (с юга на север): относительно глубоководные, мелководные карбонатные, глубоководные депрессионные.

Относительно глубоководный литолого-фациальный комплекс распространен в пределах геосинклинали Большого Кавказа, где представлен различными по составу терригенными породами и глинистыми сланцами. Площадь развития мелководного карбонатного литолого-фациального комплекса ограничивается с юга Ахтырской и Пшекиш-Тырныаузской шовными зонами, отделяющими Западно-Кубанский передовой прогиб и Северо-Кавказский краевой массив от геосинклинали Большого Кавказа. На севере граница, вероятнее всего, проходит по Новотитаровскому и Черкесскому разломам. Отложения этого литолого-фациального комплекса, как уже отмечалось, в междуречье Малая Лаба – Белая выходят на дневную поверхность, а в закрытой части вскрыты единичными скважинами на нефтеразведочных площадях Северо-Кавказского краевого массива и Тимашевской ступени. Комплекс сложен в основном карбонатными породами различных типов. Органогенные постройки типа биостромов, биостромных массивов, биогермов и биогермных массивов — важная составная часть мелководного комплекса. В пределах выходов на дневную поверхность они, кроме Капустинского рудопроявления, выявлены и изучены нами по правому притоку р. Малая Лаба – балке Никитина, а также в других разрезах. В закрытой части ранне-среднетриасовые био-генные тела выявлены на площади Великая. Повсеместно постройки сложены белыми и светло-серыми крепкими массивными известняками био-гермной структуры. Основными биогермообразователями в них являются кораллы и водоросли.

Площадь распространения глубоководного депрессионного литолого-фациального комплекса с севера контролируется системой разломов, ограничивающих Русскую платформу, с юга, вероятнее всего, — Тимашевской ступенью, с востока — Невинномысским разломом. На западе она уходит под акваторию Азовского моря.

Литолого-фациальный состав пород комплекса преимущественно терригенно-аргиллитовый.

Закономерности распространения и особенности вещественного состава выделенных литолого-фациальных комплексов указывают на резко дифференцированные палеотектонические и палеогеографические условия региона во время накопления индско-анизийских отложений. Так, карбонатный мелководный литолого-фациальный комплекс, с которым связана баритовая минерализация, формировался на южном пригеосинклинальном крае платформы. Эта часть индско-анизийского бассейна седиментации испытывала относительную подвижность. Непосредственно в приразломной зоне наблюдались поднятия, местами выступавшие в виде островов. Привнос терригенного и вулканогенного материала был незначительным (7–8%). Лишь на участках палеоподнятий формировались обломочные породы (Каменноостская площадь). Накопление осадков происходило в неглубоком бассейне с нормальной соленостью вод, о чем свидетельствуют многочисленные остатки головоногих моллюсков и разнообразный планктон. Береговая зона для этой части индско-анизийского бассейна седиментации находилась в основном на востоке. Она была сложена палеозойскими метаморфическими и магматическими породами и характеризовалась расчлененным рельефом [6]. Однако к анизийскому веку рельеф был сравнительно сглаженным. Распределение органогенных построек в пределах этой фациальной зоны контролировалось выступами фундамента и локальными антиклинальными структурами, где в условиях активной гидродинамики создавались обстановки, экологически благоприятные для биогермообразования [4].

Выполненные региональные литолого-фациальные построения и палеогеографические реконструкции для индско-анизийской терригенно-карбонатной формации Северного Кавказа показывают, что массивные известняки, вмещающие баритовую минерализацию на Капустинском рудопроявлении, имеют биогермную природу. Они слагают не пачки, а четко выраженные органогенные постройки.

Для биогермных известняков индско-анизийской формации характерна пористость, которая, как нам представляется, и определила высокие емкостные свойства породы, необходимые для концентрации, а затем и консервации рудного вещества. При детальном рассмотрении оказалось, что баритовое оруденение Капустинского проявления представлено не только жильной

структурно-текстурной формой, но и формой типа заполнения биогермного пространства. Оруденение обычно локализуется в массивной, собственно биогермной части органогенных построек. Оно распространяется в виде пласто- и линзообразных тел в рифогенных постройках. Заполнение биогермного порового пространства происходило, вероятно, при инкрустации и внутреннем осаждении. Аналогичным образом формировалось известное барит-полиметаллическое месторождение Ушкатын-III в Центральном Казахстане [2, 8].

Важно также то обстоятельство, что органогенные постройки в пределах рудопроявления обычно контролируются глубинными разломами, по ослабленным зонам которых могли поступать рудоносные флюиды. Нельзя не отметить и наличие экрана в виде терригенно-глинистых пород ранней юры. Все это уже на данном этапе работ позволяет говорить о значительной, а возможно, и определяющей роли органогенных построек в индско-анизийской рудной минерации. Итак, при определении дальнейших геологоразведочных работ на рудные полезные ископаемые наличие органогенных построек должно учитываться как важный, а может быть, и основной поисковый критерий.

Установленная для Капустинского рудопроявления сопряженность баритовой минерализации и органогенных построек предопределяет необходимость переоценки и других известных среди карбонатных пород индско-анизийской терригенно-карбонатной формации проявлений барита (Мамрюкского, Ятыргвартского и др.). С позиций установленной сопряженности рифо-

образования и рудогенеза необходимо оценивать минерогенический потенциал норийско-рэтской рифогенной формации. В ее составе выявлены мощные (до 400 м на хребте Скирда и горе Большой Тхач) рифогенные комплексы [3].

Работа выполнена при финансовой поддержке федеральной целевой программы «Интеграция» (проект № Э 0227/807).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бардин Ю.Ю. Барит // Природные ресурсы и производительные силы Северного Кавказа. Минеральные ресурсы. Ч. 1. Ростов, 1978. С. 139–141.
2. Бойко Н.И. К металлогении рифогенных комплексов // Руды и металлы. 1999. № 6. С. 18–25.
3. Бойко Н.И., Пушкарский Е.М. Литолого-фациальные особенности и условия образования норийских отложений в Западном Предкавказье // Литология и полезные ископаемые. 1983. № 5. С. 61–70.
4. Бойко Н.И., Пушкарский Е.М., Седлецкий В.И. Триасовые карбонатные формации Западного Кавказа // Формации осадочных бассейнов. М., 1986. С. 104–114.
5. Геология Большого Кавказа (новые данные по стратиграфии, магматизму и тектонике на древних и альпийском этапах развития складчатой области Большого Кавказа) / Г.Д.Ажгирей, Г.И.Баранов, С.М.Кропачев и др. – М.: Недра, 1976.
6. Жабрева П.С., Данков Б.С., Юдин Г.Т. Основные черты палеогеографии и формирование пород-коллекторов в триасе Предкавказья // Геологические критерии поисков залежей нефти и газа в мезозое Предкавказья. М., 1975. С. 3–40.
7. Калина В.А. Перспективы развития баритовой отрасли России // Природные ресурсы России: управление, экономика, финансы. 2004. № 2. С. 70–73.
8. Скрипченко Н.С. Прогнозирование месторождений цветных металлов в осадочных породах. – М.: Недра, 1989.

МЕТОДЫ И МЕТОДИКИ ПРОГНОЗА, ПОИСКОВ, ОЦЕНКИ И РАЗВЕДКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ



УДК 550.42:553.411

© В.Н.Матвиенко, Ю.Д.Калашников, В.А.Нарсеев, 2004

КЛАСТЕРЫ — ПРОТОФОРМА НАХОЖДЕНИЯ ДРАГМЕТАЛЛОВ В РУДАХ И МИНЕРАЛИЗОВАННЫХ ПОРОДАХ

**В.Н.Матвиенко, Ю.Д.Калашников, В.А.Нарсеев (ЗАО «Аналитические технологии
МПГ-ПРО»)**

Показано, что исследование в рудах природных кластерных и коллоидных форм благородных металлов позволяет разрабатывать новые методические приемы в их аналитике и способах обогащения руд.

Современное состояние изученности геологии и вещественного состава большинства известных золоторудных месторождений, с одной стороны, и применяющихся способов обогащения руд, рудоподготовки и технологий извлечения благородных металлов — с другой, на наш взгляд, пришли в явное противоречие. Детальнейшее изучение вещественного состава руд в целом и имеющихся технологических типов руд, в частности, применение для обогащения новых суперсовременных способов рудоподготовки и различных модификаций оборудования преимущественно гравитационного обогащения не способствуют заметному увеличению извлечения полезных компонентов. Различными исследователями доказано, что применение новых способов дробления и истирания руд (использование для этих целей гидроэлектроизмельчителей, дезинтеграторов и проч., исключающих применение шаровых мельниц, конусных истирателей, щековых дробилок и проч.) приводит максимум к 20–30%-ному увеличению извлечения благородных металлов.

Вместе с тем, в настоящее время практически нет ни одного способа эффективной переработки сложных упорных (высокосульфидных, углеродсодержащих и др.) руд, в которых преобладает доля метастабильных (ионной, коллоидной, кластерной и др.) форм благородных металлов. Отсутствуют и способы максимально полного извлечения тонкодисперсного и супер-

микроскопического самородного золота, имеющего четко выраженную гранецентрированную кубическую структуру и обладающего необычными физико-химическими свойствами (В.Н.Матвиенко, 1997, 2000).

Изучение природных коллоидных и кластерных форм благородных металлов в рудах в настоящее время находится на начальной стадии, несмотря на то, что возможность их широкого участия в природных процессах впервые была выявлена более 15 лет назад [4, 5]. В последние годы авторами детально исследовались природные кластерные и коллоидные формы благородных металлов в рудах в целях создания нанотехнологий их извлечения. Прежде чем остановиться на результатах выполненных работ, следует указать, что они базировались на детальном изучении фазового состава и типоморфизма на макро-, микро- и наноуровнях золота в рудах [1–3]. Кроме того, в течение 2001–2003 гг. при финансовой поддержке В.В. и Е.В.Макаровых («МПГ Холдинг», г. Москва) на современном технологическом уровне проводилось детальное изучение природных кластерных форм благородных металлов в рудах различных золоторудных месторождений России и разрабатывались новые аналитико-технологические методы их определения. В основе нового подхода лежит идея металлизации кластерных форм благородных металлов, их весового выделения и анализа корольков на энергодисперсионном анализаторе.

Разработка пирощелочного анализа и его модификаций [2] позволила не только получить уточненные содержания золота в различных типах руд золоторудных месторождений, но и оценить его фазовые соотношения. Было установлено, что в золотосульфидных рудах преобладают коллоидная, гидроксидная и ионная фазы золота, а самородная в подавляющем большинстве представлена тонкодисперсной разновидностью. Так, на месторождении Бакырчик в отдельных штучных пробах содержание тонкодисперсного самородного золота достигает 100 г/т, а в целом по месторождению около 25–30% типов руд содержат его промышленные концентрации. Максимальное количество самородной фазы золота зафиксировано в густовкрапленных и массивных пирит-арсенопиритовых рудах. Наиболее же часто повышенные концентрации самородной фазы тонкодисперсного золота отмечаются в ранних слоистых пирит-арсенопиритовых рудах. По данным пирощелочного анализа в большинстве изученных проб руд месторождения Бакырчик коллоидная и ионная (преобладает) фазы золота содержатся в количестве десятков грамм на 1 т (табл. 1).

Из приведенных в табл. 1 данных следует, что количество самородной фазы золота в общем балансе металла в рудах составляет 5–10%, а в редких случаях достигает 34–76%. Среднее количество самородной фазы золота в общем балансе в рудах не превышает 17%. Промышленные содержания самородного золота в проанализированных пробах (5–10 г/т и более) определены в 36% от их общего количества.

Аналогичные количества самородной фазы золота в отдельных штучных пробах были установлены пирощелочным анализом на месторождениях Кумтор (Киргизия) — до 412,5 г/т, Амантайтау (Узбекистан) — до 45–50 г/т, при среднем его содержании в рудах данных месторождений соответственно 18,7% и 23,15%.

В рудах месторождений типа «black shales» широко развито углеродистое вещество преимущественно низших ступеней упорядоченности структуры: аморфное, двумерно- и трехмерноупорядоченное, антракосолит, шунгит и графит со слабоупорядоченной структурой [3]. Такая оценка характера углеродистого вещества в рудах и рудовмещающих породах позволила нам предположить, а затем и доказать широкое раз-

1. Содержание самородной, коллоидной и ионной фаз золота в различных типах руд месторождения Бакырчик

Масса пробы, г	Au, г/т				Доля самородной фазы в общем балансе Au, %
	коллоидное	ионное	самородное	общее	
75	1,13	3,13	2,70	6,96	38,79
126	19,84	2,50	1,85	24,19	7,65
175	29,14	1,91	103,00	134,05	76,83
160	52,25	2,28	7,60	62,13	12,23
136	5,29	10,80	—	16,09	—
110	22,58	2,09	—	24,67	—
135	166,60	13,33	12,20	192,13	5,83
102	19,1	—	—	19,10	—
100	49,40	—	—	49,40	—
100	34,86	2,04	4,10	41,00	10,00
100	121,18	2,40	65,00	188,58	34,47
100	47,39	3,68	17,86	68,93	16,89

Какой-либо закономерности в соотношении коллоидной и ионной фаз золота в рудах месторождения Бакырчик пока не установлено. В зависимости от состава проб преобладает то одна, то другая. В целом для месторождения характерны высокие содержания ионной фазы золота, иногда достигающие нескольких десятков грамм на 1 т.

витие на месторождениях природных кластеров, концентрирующих основную массу содержащегося в углеродистых породах золота.

Изучение природных кластерных образований с помощью электронной микроскопии и специальных химических технологий дало возможность не только выделить их, определив содержания, но и разработать новые оригиналь-

ные аналитические методы («пиросщелочной»* и «прямого купелирования»*). Они позволяют металлизировать кластеры и «улавливать» металл из весьма летучих кластерных форм.

При обогащении руд ряда месторождений на сепараторах конструкции Л.А.Нехорошева с применением гидроэлектроизмельчителей конструкции Ю.Д.Калашникова и дезинтеграторов указанных авторов были получены весьма интересные данные, которые не укладывались в существующие представления о соотношении определяемых пробирным и атомно-абсорбционным методами количеств благородных металлов, извлекаемых в концентраты и остающихся в «хвостах».

Впервые такой эффект был получен при обработке руд Архарлинского месторождения в 2001 г. Суть его заключается в следующем. После гидроэлектроизмельчения и двойной дезинтеграции исходной руды из жилы № 14, содержащей 3,45 г/т золота, получено пять концентратов с содержанием Au от 856 до 123 г/т и Ag от 7685 до 541 г/т при общем извлечении 69,8%. В то же время, содержание золота в хвостах составляло 3,62 г/т. При осмотре аппаратуры оказалось, что внутренняя поверхность сепаратора была покрыта (анодирована) слоем золота, имеющим слабое «сцепление» с металлом сепаратора (рис. 1). Оценка количества осажденного на сепараторе золота показала, что на образование пленки потребовалось не менее 40–50 г/т Au в руде.

Таким образом, был зафиксирован неизвестный эффект, приведший к увеличению содержания золота в «хвостах» по сравнению с исходной рудой и к металлизации неопределяемого в руде существующими аналитическими методами золота. Он назван по имени наблюдавшего его исследователя «эффектом Матвиенко».

Аналогичные результаты получены по рудам жилы № 30 месторождения Архарлы. Эффект увеличения содержания благородных металлов зафиксирован при переработке хвостов ЗИФ месторождения Балей, руд Нежданинского, Бакырчикского, Жаркулакского и других месторождений. Мало того, при экспериментах с концентратами Нежданинского месторождения нами получена спиралевидная трубчатая форма

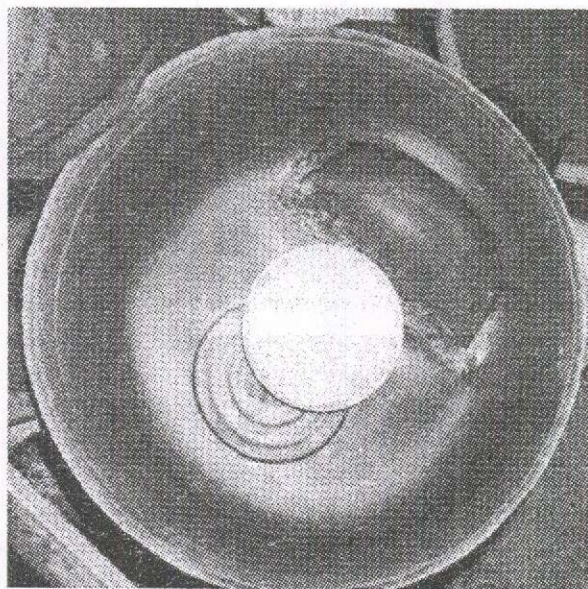


Рис. 1. Золочение чаши сепаратора после получения концентрата из руды жилы № 14 месторождения Архарлы:

светло-серое — пленка золота

чистого (беспримесного) золота длиной 1,2 мм при толщине 0,2 мм, в которой сосредоточено более 25 г/т содержащегося в концентрате Au. Аналогичные спиралевидные трубки длиной 0,4–0,5 мм при диаметре 0,1–0,15 мм получены при анализе хвостов ЗИФ Балейского месторождения, содержащих по данным известных (в том числе и нейтронно-активационных) анализов от 1,1 до 1,56 г/т Au и не более 5,5 г/т Ag. В пробе по хвостам Балейской ЗИФ суммарное содержание золота по данным разработанного нами анализа было определено как 28,65 г/т при содержании Ag до 136 г/т.

Таким образом, выявленный эффект — это не экзотическое явление. Нами и ранее по рудам различных месторождений после их обработки на гидроэлектроизмельчителе и двойной дезинтеграции постоянно получались концентраты, в которые было извлечено из самых сложных и упорных руд на 30–40% больше благородных металлов по сравнению с их содержанием в исходной пробе по пробирному анализу. Кроме того, в «хвостах» оставалось от 15 до 20% благородных металлов относительно данных по исходной пробе.

*Условные рабочие названия.

Выяснение природы отмеченного явления позволило с помощью электронно-микроскопических исследований установить в рудах золотосульфидных и эпитермальных месторождений большое количество различных по форме и размерам преимущественно сферических образований, состоящих из металлоорганических (?) соединений. Эти образования (размером первые десятки ангстрем), как правило, покрыты зональными оболочками, четко фиксируемыми на электронно-микроскопических снимках (рис. 2). Наряду с многочисленными единичными формами, указанные образования встречаются в виде групп в единой зональной «оболочке» и значительно реже в виде агрегатов, состоящих из облачных стяжений, объединенных общей «оболочкой» групп сферических образований. Под воздействием сфокусированного электронного пучка облачные образования «взрываются», распавшись на мельчайшие сферические частицы, диагностируемые под электронным микроскопом как золото, и пластинчатые кристаллиты графита гексагонального габитуса.

Анализ обширного электронно-микроскопического материала (более 700 наблюдений, зафиксированных на фотографиях) позволил сделать вывод о том, что указанные сферические образования, имеющие внешние зональные «оболочки», представляют собой природные кластерные формы металлов, участвующих в

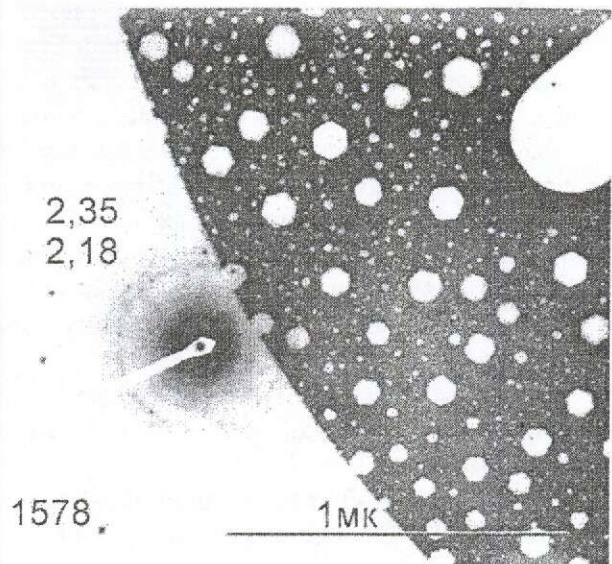


Рис. 2. Сферические образования (сферулы) — кластеры начальных форм драгметаллов — мелкие серые точки, шестиугольные белые частицы — пластинки графита, черное — подложка препарата

рудном процессе. По крайней мере, это относится к наиболее вероятному исходному источнику, формам фиксации и транспортировки благородных металлов (золото, серебро, металлы платиновой группы) на золоторудных месторождениях в черных сланцах (Бакырчик и др.) и близповерхностных месторождениях типа Балей-Архарлы.

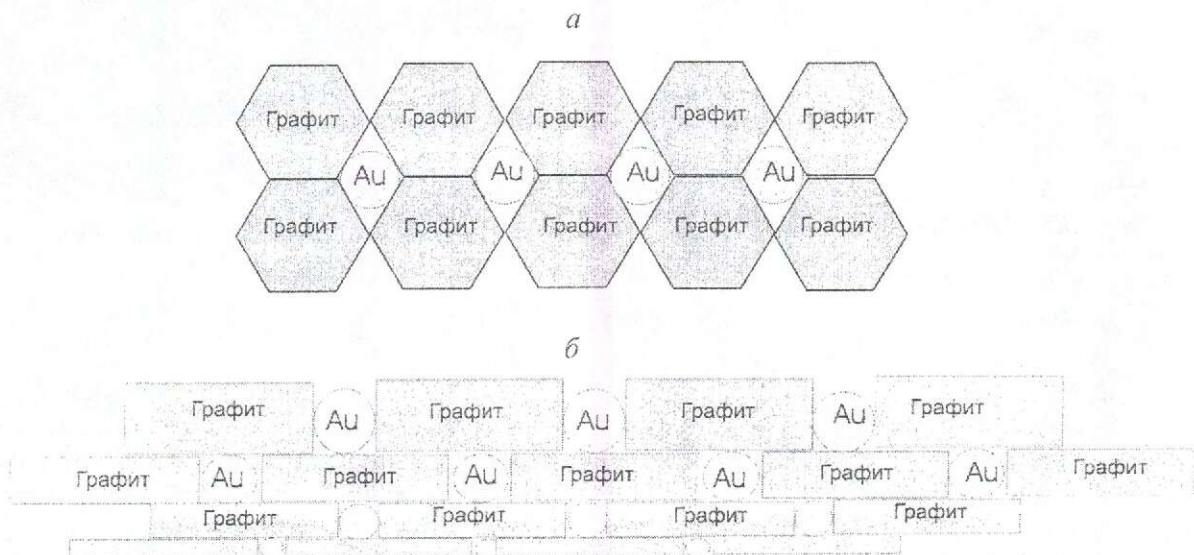


Рис. 3. План (а) и разрез (б) кристаллитовых оболочек от центра к периферии с увеличением мощности пакетов кристаллитов и размеров сферических выделений золота

Исходя из фактического материала по строению кластеров в рудах месторождений Бақырчиқ и Архарлы выделены следующие их основные формы: единичные сферические, эллиптические и слабовытянутые кластеры размером первые десятки ангстрем с четко выраженной зональной оболочкой; группы сферических кластеров размером десятки — первые сотни ангстрем, объединенные единой оболочкой; сообщества групп кластеров, представляющих собой «облачные» стяжения, размером сотни — до первых тысяч ангстрем. Последние две группы всегда покрыты единой «оболочкой» зонального строения.

Электронно-микроскопическими исследованиями в группах кластеров и сообществах групп кластеров, наряду с углеродистым веществом, зафиксированы серебро и золото (аналитики Ф. Курмакаева и Т. Шабанова).

Возможное строение единичных кластеров с учетом полученных электронно-микроскопических данных по их разрушению под воздействием электронного пучка приведено на рис. 3.

На рис. 4 дана интерпретация устройства фрагмента поверхности кластера, на рис. 5 и 6 — обычный вид единичных протокластеров.

Предполагаемое строение природных кластеров благородных металлов объясняет их чрезвычайную устойчивость не только к природ-



Рис. 4. Схема строения единичного кластера:

белое — золото, серое — графит, карбиды золота типа AuC_n

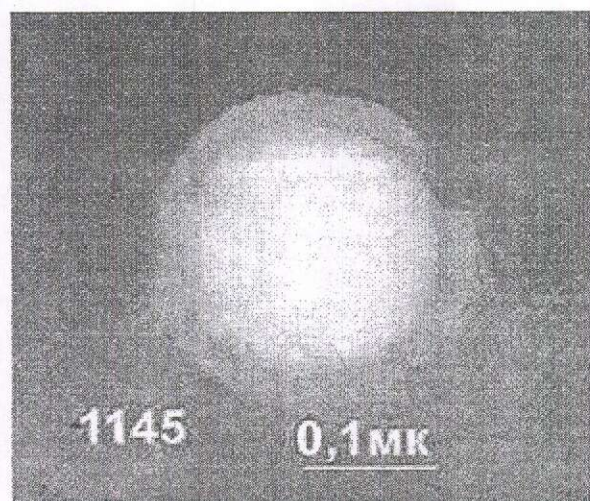


Рис. 5. Единичный протокластер с «пятнистым» внутренним строением и частично «поврежденной» зональной сферической оболочкой

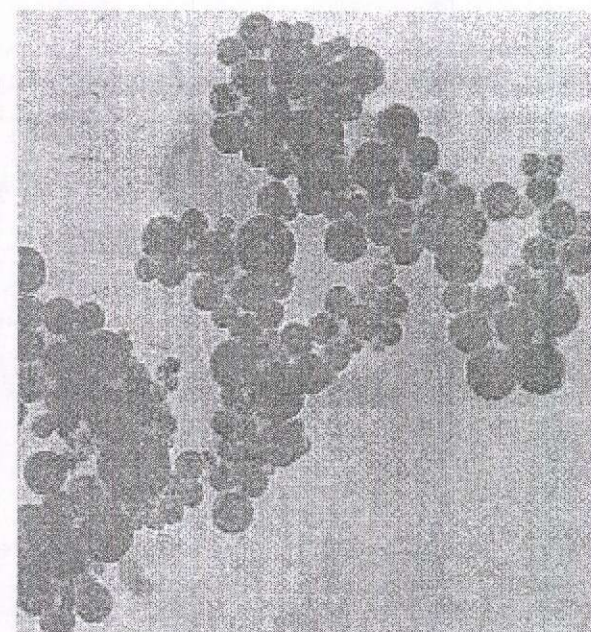


Рис. 6. «Колония» единичных сферических золотоорганических протокластеров

ным, но и искусственным воздействиям. Становится также понятно, почему современными аналитическими методами (пробирным и атомно-абсорбционным) невозможно определить истинное количество фиксируемых ими благородных металлов. Не разлагаясь под воздействием кислот при низкой температуре, кластеры неустойчивы под воздействием высоких температур.

Экспериментально нами установлено, что кластеры серебра начинают сублимировать при температуре 70°C (1,71% от их массы). Результаты проведенных экспериментов приведены в табл. 2 и 3.

После обработки на гидроэлектроизмельчителе и последующей двойной дезинтеграции руд Архарлинского месторождения извлечены кластерные формы благородных металлов (преимущественно серебра). С помощью микросонда Суперпроб-733 (аналитик В.Л.Левин) прослежена их эволюция с образованием самородного серебра под воздействием кислорода воздуха, что отображено на фотографиях. Возрастание содержания металлов в кластерах происходит, видимо, при интенсивном окислении их внутренних органических оболочек после механического разрушения устойчивых внешних. В начале процесса образуются игольчатые дендритовые кристаллы, из которых затем формируются каплевидные стяжения самородного серебра. Из последних на заключительной стадии окисления кластеров сначала образуются скелетные и каркасные, а затем массивные кристаллы самородного серебра. Аналогичным образом ведут себя кластеры, фиксирующие золото и металлы платиновой группы.

В ряде случаев можно предположить, что кластеры представляют собой отдельные части, индивиды или колонии клеток металлоэкстрагирующих бактерий, которые использовали атомы благородных металлов в защитных целях. При отмирании и разрушении металлоэкстрагирующих бактерий происходит высвобождение кластерных форм благородных металлов.

По результатам экспериментов можно сделать следующие выводы.

Начало насыщения кластеров серебром отмечается при температуре 200°C. При 300°C появляются хорошо выраженные округлые, эллиптические и другие изометрические обособления самородного серебра среди карбонатов. При 500°C металлизация кластеров серебра проявлена в виде «испарений» на дне кюветы. В кювете с черными кластерами наблюдаются единичные пятна серебра, с бурыми — минимальное, с шоколадными — максимальное количество. При 550°C отмечается интенсивная металлизация кластеров серебра, дно кювет покрывается самородным серебром почти полностью. На его по-

верхности отмечаются частицы карбонатов, из которых серебро сублимировало и отлагалось в виде пленок на дне кювет. При 300°C поверхность частиц нерудных минералов в пробе с кластерами покрывается множеством микротрещин (типа «такыр»), что свидетельствует о начале интенсивной дегазации нерудных (распад).

Степень металлизации кластеров уменьшается от черных к коричневым, несмотря на то что в эксперименте использовано максимальное количество кластеров коричневого цвета. В свою очередь, черные и шоколадные кластеры ведут себя приблизительно одинаково, а коричневые существенно отличаются от первых.

Поведение и свойства одних и тех же кластеров, находящихся в контакте с воздухом в течение 10–15 ч (1-й эксперимент) и 72–96 ч (2-й эксперимент), резко отличаются, что может быть связано с повышенной металлизацией последних (?) или возникновением на их поверхности гидроксидной оболочки. Время выдержки в печи кювет с пробами составляет: 60 мин при 70–550°C и 30 мин при 600–950°C.

Нахождение благородных металлов в виде кластеров позволяет объяснить не только вероятный источник основного количества золота, серебра, палладия, платины в рудах месторождений, но и различие в пробности золота в эндогенных рудах, возможное присутствие в рудах многих золоторудных месторождений, кроме золота и серебра, платиновых и других металлов. В частности, исходя из приведенного объяснения природы кластеров нами были достоверно установлены в рудах месторождений Бақырчик и Жаркулак палладий, платина и родий, а в рудах месторождения Архарлы — палладий и родий. Это оказалось возможным благодаря разработке новых аналитических методов, позволяющих в значительной степени уменьшить летучесть благородных металлов, находящихся в рудах в кластерной и металлоорганической формах.

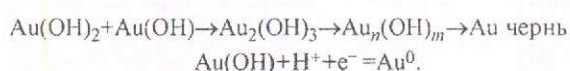
На начальных стадиях диагенеза и литификации осадков разрушение кластерных форм благородных металлов приводит к возникновению разнообразных метастабильных форм их фиксации — хлоридов, сульфатов, тиосульфатов и др. Наиболее важное значение среди них имеют хлориды золота, особенно четырехвалентного. По мере нарастания температур в природных объектах сначала образуется белое коллоидное

2. Летучесть кластеров серебра в зависимости от температуры

Разновидность кластеров	Начальный вес, г	Вес кюветы (г) при температуре нагрева (°C)											
		+70	+100	+150	+200	+250	+300	+350	+400	+450			
<i>Черные</i>	23,75915	23,75589	23,75398	23,73308	23,75051	23,75041	23,74336	23,73665	23,73232	23,72541			
Разница в весе, г		-0,00326	-0,00517	-0,00607	-0,00864	-0,00874	-0,01579	-0,0225	-0,2683	-0,03374			
Потеря общего веса, %		1,71	2,70	3,18	4,52	4,57	8,26	11,77	14,04	17,66			
<i>Шоколадные</i>	23,90447	23,90310	23,90186	23,90096	23,89899	23,89897	23,89568	23,88915	23,88780	23,88579			
Разница в весе, г		-0,00137	-0,00261	-0,00351	-0,00548	-0,00550	-0,00879	-0,01532	-0,01667	-0,1868			
<i>Бурые</i>	24,44967	24,44887	24,44846	24,44747	24,44620	24,44617	24,44548	24,44122	24,43922	24,43493			
Разница в весе, г		-0,00080	-0,00121	-0,00220	-0,00347	-0,00350	-0,00419	-0,00845	-0,01045	-0,01474			
Разновидность кластеров	Начальный вес, г	Вес кюветы (г) при температуре разогрева (°C)											
<i>Черные</i>	23,75915	+500	+550	+600	+650	+700	+750	+850	+900	+950			
Разница в весе, г		23,70903	23,65239	23,51384	x	x	x	x	x	22,28410			
Потеря общего веса, %		-0,05012	-0,10676	-0,24531						1,47505			
<i>Шоколадные</i>	23,90447	26,23	55,87										
Разница в весе, г		23,87775	23,84653	23,76460	x	x	x	x	x	22,78913			
<i>Бурые</i>	24,44967	-0,05012	-0,5794	-0,13987						1,11534			
Разница в весе, г		24,41501	24,36038	24,24678	x	x	x	x	x	22,99702			
Разница в весе, г		-0,03466	-0,08929	-0,20289						1,45265			

Примечание. Суммарный вес черных кластеров 0,19109 г. При 450-500°C отмечается начало металлизации кластеров серебра, при 550°C — интенсивная металлизация. Температура плавления серебра 962°C. Время выдержки в печи при температуре от 70 до 600°C — 30 мин, от 650 до 950°C — 15 мин.

(кластерное) золото $\text{Au}(\text{OH})_4$, которое затем переходит в фиолетовое $\text{Au}(\text{OH})_3$ – $\text{Au}(\text{OH})_2$, далее — в черное $\text{Au}(\text{OH})_2$, коричневое $\text{Au}(\text{OH})$ и, наконец, в металлическое Au^0 . Коллоидное золото транспортируется в зоны рудоотложения гелем кремнекислоты, где за счет перекристаллизации последнего постепенно металлизуется, образуя монометалльные и металлметаллические кластеры. Последние под воздействием новых условий рудоотложения в благоприятной физико-химической обстановке группируются в тонкодисперсные и супермикроскопические образования самородной фазы, описанные выше, по схеме:



При $n > m = \text{чернь}$, при $m = 0 \rightarrow \text{Au}^0$.

В связи с этим актуальными задачами электронно-микроскопического изучения руд и рудовмещающих пород золоторудных месторождений являются:

выяснение особенностей эволюционной раскристаллизации кремнезема в схеме опал–халцедон–кварц и отложения рудного вещества для доказательства единства этих процессов, независимо от генетической и формационной принадлежности месторождений;

поиски замещенных рудным веществом палеобактерий (или их колоний) и соответствующих кластерных форм благородных металлов;

нахождение природных коллоидных форм

фиксации благородных металлов в рудах;

контроль экспериментов по металлизации природных кластеров.

Решение некоторых из перечисленных задач позволит разработать совершенно новые методические приемы как в аналитике благородных металлов, так и в способах обогащения руд и в создании кластерных (а равно и) нанотехнологий извлечения золота, серебра и металлов платиновой группы. Первые весьма обнадеживающие результаты по указанным вопросам в полупромышленных масштабах уже получены.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абдулин А.А., Матвиенко В.Н., Нарсеев В.А. Наноминералогия золота золоторудных месторождений основных промышленных типов // Отечественная геология. 2000. № 3. С. 20–40.
2. А/с №1471576 (СССР) на изобретение от 27.08.87 г. Способ определения содержания ценного компонента в природных объектах / А.А.Абдулин, В.Н.Матвиенко, В.Л.Левин.
3. Бакырчик (геология, геохимия, оруденение) / В.А.Нарсеев, Ю.В.Гостев, А.В.Захаров и др. — М., 2001.
4. Матвиенко В.Н., Левин В.Л. Морфология и условия образования самородного золота на золоторудных месторождениях Северного Казахстана // Изв. АН КазССР. Сер. Геол. 1988. № 4. С. 38–46.
5. Матвиенко В.Н. Типоморфизм самородного золота, особенности углеродистого вещества и кремнезема как индикаторы процессов образования золоторудных месторождений // Геология Казахстана. 1994. № 6. С. 14–37.

УДК 550.837.9

© С.С.Кеворкянц, В.Ю.Абрамов, 2004

О ПОВЫШЕНИИ ИНФОРМАТИВНОСТИ НАЗЕМНЫХ РАДИОЧАСТОТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ РАЗРЕЗА

С.С.Кеворкянц, В.Ю.Абрамов (ЦНИГРИ МПР России)

Для повышения разрешающей способности наземных высокочастотных электромагнитных и, в частности радиочастотных, измерений с электрическими диполями (антеннами) предлагаются измерительные системы с взаимно ортогональными дипольными моментами излучающих и приемных устройств, которые могли бы обеспечить выделение наиболее информативной доли принимаемых в точках наблюдения сигналов компенсационным способом. В качестве измерительной установки для реализации компенсационного способа высокочастотных электромагнитных (радиочастотных) измерений предлагаются один горизонтальный электрический диполь (антенна), расположенный на земной поверхности и ориентированный под заданным углом относительно профиля перемещения, и два горизонтальных взаимно ортогональных приемных диполя (антенны) с совмещенными центрами. Одна из приемных антенн, измеряющая компоненту гармонического поля E_x , направлена вдоль профиля наблюдений, а другая, измеряющая компоненту E_y , — перпендикулярно к нему. Предложены два варианта компенсации малоинформативной доли измеряемых полей: интерпретационно-алгоритмический и аппаратурно-методический.

Существующие методики наземных электромагнитных исследований с контролируемыми источниками основаны на применении низкочастотных (не более единиц килогерц) или высокочастотных (от первых сотен килогерц до нескольких мегагерц) полей. В первом случае достигаемая глубинность исследований может превышать несколько десятков, а возможно, и сотню метров, в то же время разрешающая способность при решении таких задач, как обнаружение локальных объектов небольших размеров (от одного до первых десятков метров) или невысокой электрической контрастности по отношению к вмещающей среде, оказывается невысокой. Во втором случае, поскольку измерения выполняются в волновой зоне источника, значительная часть энергии поля распространяется по воздуху вдоль поверхности Земли, в результате чего разрешающая способность (ввиду малой информативности регистрируемого сигнала) также оказывается невысокой при глубинности исследований, не превышающей нескольких метров.

Из сказанного следует, что при изучении верхней части разрезов наземными электромагнитными методами с гармоническими источниками и, в частности, с источниками типа электрических диполей весьма актуальна задача повышения разрешающей способности измерений

при сохранении их удовлетворительной глубинности. Приведенный ниже теоретический анализ поля горизонтального электрического диполя на поверхности проводящего полупространства показывает, что решить эту задачу можно путем перехода к промежуточным (между высокими и низкими) частотам возбуждения электромагнитного поля и конструирования высокоразрешающих измерительных установок и алгоритмов интерпретации.

Рассмотрим проводящее полупространство, ограниченное сверху плоскостью, соответствующей дневной поверхности и совмещенной с плоскостью (x, y) прямоугольной системы координат. Пусть на границе полупространства расположен источник типа электрического диполя, центр которого совмещен с началом координат, а ось направлена вдоль оси x в одном случае и вдоль оси y — в другом. Компоненту напряженности электрического поля диполя по направлению, параллельному оси диполя, для указанных диполей можно представить в следующем виде:

$$E_{xx} = iflle_{xx}/r, E_{yy} = iflle_{yy}/r, \quad (1)$$

где первый индекс у « E » и « e » означает ориентацию диполя, а второй — направление компоненты поля; f — частота электромагнитных колебаний поля; l — длина диполя; r — расстояние от

оси диполя до точки наблюдения на границе проводящего полупространства, $r = \sqrt{x^2 + y^2}$; e_{xx} и e_{yy} — функции, строгие выражения которых представляют собой, как известно, линейные комбинации несобственных интегралов типа преобразований Ханкеля нулевого и первого порядков. При выполнении условия

$$k_0 \ll k_1, \quad (2)$$

где $k_0 = 2\pi f \cdot \sqrt{\epsilon_0 \mu_0} = 2\pi / 3 \cdot f \cdot 10^{-8} \text{ м}^{-1}$ — волновое число воздуха (вакуума); $k_1 = k_0 (\epsilon'_1 + i1,8 \cdot 10^{10} \sigma_1 / f)$, ϵ'_1, σ_1 — соответственно волновое число, относительная диэлектрическая проницаемость и удельная электропроводность нижнего полупространства; f — частота колебаний электромагнитного поля; ϵ_0 и μ_0 — соответственно диэлектрическая и магнитная постоянные. Для подынтегральных выражений упомянутых выше несобственных интегралов при выполнении условия (2) можно получить приближенные представления, позволяющие свести указанные интегралы к табличным [3]. Полученные таким путем приближенные аналитические выражения для всех компонент поля горизонтального электрического диполя и, в частности, для e_{xx} и e_{yy} на поверхности однородного одноосно анизотропного полупространства приведены в вышеупомянутой работе. Несколько более точные приближения были получены для компонент e_{xx} и e_{yy} авторами данной работы для случая изотропного полупространства [2]; последние после упрощений, выполненных с учетом условий

$$k_0 r \ll 1, |k_0/k_1| \ll 1, \quad (3)$$

приобретают следующий вид:

$$\begin{aligned} e_{xx} &= \frac{1}{k_1^2 r^2} \left[\left(3 \frac{X^2}{r^2} - 2 \right) - e^{ik_1 r} (ik_1 r - 1) \right], \\ e_{yy} &= \frac{1}{k_1^2 r^2} \left[\left(3 \frac{Y^2}{r^2} - 2 \right) - e^{ik_1 r} (ik_1 r - 1) \right], \end{aligned} \quad (4)$$

где X — проекция расстояния между центрами излучающей и приемной антенн на профиль наблюдений; Y — расстояние между профилями перемещения передающей и приемной антенн (рисунок), что полностью согласуется с результатами работы [3].

Из выражений (4) можно видеть, что информацию о нижнем полупространстве дают множитель перед квадратными скобками и второе слагаемое в квадратных скобках, являющееся наиболее чувствительным к изменениям электрических свойств нижнего полупространства. Однако для повышения чувствительности измерений к изменениям электрических свойств разреза необходимо, чтобы второе слагаемое в квадратных скобках выражений (4) было по моду-

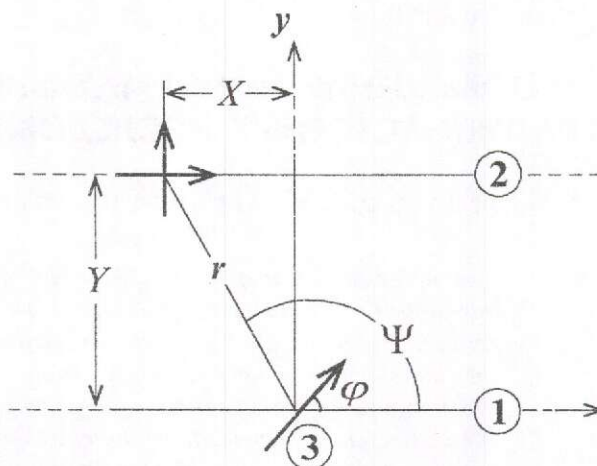


Схема расположения передающей и приемных антенн (диполей) при межпрофильных наблюдениях:

1 — профиль перемещения генераторной антенны; 2 — то же, приемных антенн; 3 — диполь (антенна)

лю соизмеримо с первым слагаемым или меньше него не более, чем на порядок, что можно выразить в виде следующего неравенства:

$$\left. \begin{aligned} \left| 3 \frac{Y^2}{r^2} - 2 \right| \\ \left| 3 \frac{X^2}{r^2} - 2 \right| \end{aligned} \right\} \leq N \cdot |e^{ik_1 r} (ik_1 r - 1)|, \quad (N \approx 1 + 10) \quad (5)$$

Как видно из приведенного неравенства, его выполнение можно обеспечить соответствующим выбором рабочей частоты поля, которая должна быть тем ниже, чем выше поглощающие свойства изучаемой среды.

При выполнении условия (5) повысить чувствительность высокочастотных дипольных установок (например приповерхностного зондирования или профилирования) к изменениям электрических свойств изучаемого разреза можно путем исключения интерпретационным или аппаратным способом первого из слагаемых в квадратных скобках в выражениях (4). Опишем оба возможных способа компенсации — интерпретационный и аппаратный, обеспечивающие исключение нежелательной составляющей поля при условии, что необходимые требования к рабочей частоте поля и длинам антенн удовлетворены.

В практике наземных высокочастотных геоэлектромагнитных исследований с излучающими и приемными устройствами в виде электрических антенн дипольного типа в основном применяются следующие схемы измерений: однопрофильные измерения в вариантах профилирования и зондирования с осевыми и азимутальными

установками; межпрофильные синхронные и верные измерения, при которых оси диполей направлены вдоль профилей наблюдения [1]. В качестве генераторной установки для таких измерений рассмотрим горизонтальную генераторную антенну (электрический диполь), направленную под заданным углом φ относительно профиля наблюдений. Такая антенна будет заменять два ортогональных излучающих диполя, один из которых с моментом P_x направлен вдоль профиля перемещения, а другой с моментом P_y — перпендикулярно к нему при предположении, что профиль наблюдений направлен вдоль оси x .

В качестве измерительной установки предполагается использование двух идентичных горизонтальных приемных антенн с совмещенными центрами, одна из которых направлена вдоль профиля наблюдений (x -антенна), а другая — перпендикулярно к нему (y -антенна). Угол φ зададим равным 45° , что обеспечит равенство величин P_x и P_y .

Интерпретационный способ компенсации предполагает, что каждая из приемных антенн имеет отдельный канал вывода принятого ею сигнала на измерительное устройство. Приведем описание реализации указанного способа отдельно для однопрофильных и межпрофильных наблюдений.

Однопрофильные измерения. С учетом соотношений (4) выражения (1) можно представить в следующем виде:

$$\begin{aligned} E_x &= \frac{P_x \rho_1}{r^2} \left[1 - e^{ik_1 r} (ik_1 r - 1) \right] \\ E_y &= \frac{-P_y \rho_1}{r^2} \left[2 + e^{ik_1 r} (ik_1 r - 1) \right] \end{aligned} \quad (6)$$

где использованы обозначения $E_x \equiv E_{xx}$ и $E_y \equiv E_{yy}$; $\rho_1 = 1/\sigma_1$ — удельное электрическое сопротивление нижнего полупространства. Из выражений (6) с учетом того, что $P_y = P_x$, можно получить соотношение:

$$\frac{2E_x + E_y}{E_x - E_y} = e^{ik_1 r} (1 - ik_1 r).$$

Если ввести параметр $R_E = E_y/E_x$ и вместо k_1 иметь в виду параметр $k_{1\text{эф}}$, характеризующий реальную среду с ее неоднородностями, то последнее соотношение можно представить в таком виде:

$$\frac{2 + R_E}{1 - R_E} = e^{ik_{1\text{эф}} r} (1 - ik_{1\text{эф}} r), \quad (7)$$

в котором предполагается, что R_E есть параметр, получаемый из результатов измерений. Экспоненциальный множитель в правой части последнего соотношения представляет собой величину, чувствительную к изменениям параметра $k_{1\text{эф}}$, характеризующего электрические свойства изучаемого разреза. Параметр R_E можно выразить следующим образом через компоненты поля:

$$R_E = |E_y|/|E_x| \cdot \exp(i\Delta\Phi_E), \quad (8)$$

где $\Delta\Phi_E$ — фазовый сдвиг компоненты E_y относительно E_x . Из (8) следует, что для определения параметра R_E необходимо измерять амплитуды и фазовую разность компонент поля E_y и E_x .

Межпрофильные измерения. Компоненты электрического поля E_x и E_y в соответствии с выражениями (1) и (4) в общем можно представить следующим образом (9):

$$\begin{aligned} E_x &= \frac{\rho_1}{4\pi r^3} \left\{ [-P_x(1 - 3\cos 2\psi) + P_y \cdot 3\sin 2\psi] + 2P_x e^{ik_1 r} (1 - ik_1 r) \right\}, \\ E_y &= \frac{\rho_1}{4\pi r^3} \left\{ [P_x \cdot 3\sin 2\psi - P_y(1 + 3\cos 2\psi)] + 2P_y e^{ik_1 r} (1 - ik_1 r) \right\}, \end{aligned}$$

где ψ — угол, образованный лучом, соединяющим центры генераторной и приемных антенн с профилями наблюдений (см. рисунок), определяемый из соотношения $\text{tg}\psi = X/Y$.

Учитывая что $P_y = P_x$, из выражений (9) можно получить следующее соотношение:

$$\frac{K_1 E_x - K_2 E_y}{E_x} = K_1 - K_2 R_E = \frac{2(K_1 - K_2)e^{ik_1 r} (1 - ik_1 r)}{K_2 + 2e^{ik_1 r} (1 - ik_1 r)},$$

где $K_1 = 3\sin 2\psi - 3\cos 2\psi - 1$, $K_2 = 1 - 3\cos 2\psi - 3\sin 2\psi$. Из последнего соотношения легко получить следующую интерпретационную формулу, связывающую параметр R_E , определяемый по результатам измерений, с эффективным параметром $k_{1\text{эф}}$:

$$\frac{K_1 - K_2 R_E}{2(R_E - 1)} = e^{ik_{1\text{эф}} r} (1 - ik_{1\text{эф}} r). \quad (10)$$

Соотношения (7) и (10) позволяют определять как действительную, так и мнимую части эффективного волнового числа $k_{1\text{эф}}$, что дает возможность изучать обе электрические характеристики разреза — УЭС и диэлектрическую проницаемость.

Аппаратурный способ компенсации предполагает подавление нежелательных составляющих поля путем сложения (или вычитания одного из другого) сигналов, принятых x - и y -антеннами, после того, как в приемном канале каждой из антенн сигнал будет усилен со специально заданным значением коэффициента усиления. При

этом проводятся только амплитудные измерения. Конечным параметром, характеризующим разрез, в данном способе является эффективный коэффициент поглощения георазреза.

В случае однопрофильных наблюдений предполагается измерение параметров $|2E_x + E_y|$ и $|E_x - E_y|$, что может быть обеспечено предварительным двукратным усилением сигнала в приемном канале x -антенны и затем суммированием сигналов от обеих антенн для измерения первого из указанных параметров и сложением сигналов от обеих приемных антенн после подачи одного из них в противофазе (это равносильно вычитанию второго сигнала из первого) для измерения второго из них. Отношение первого из указанных выше параметров ко второму, как следует из вышеизложенного, дает величину

$$e^{-k''_{1эф} r} |1 - ik_{1эф} r|, \quad (11)$$

где $k''_{1эф}$ — эффективный коэффициент поглощения изучаемого георазреза. При межпрофильных наблюдениях предполагается измерение параметров $|K_1 E_x - K_2 E_y|$ и $|E_x - E_y|$.

Способ определения второго из указанных параметров описан выше, а первый из этих параметров может быть определен тем же способом, что и второй, с той лишь разницей, что сигналы в каналах приема измерительных x - и y -антенн предварительно усиливаются с коэффициентами усиления K_1 и K_2 , определенными выше. Отношение первого из вышеописанных параметров ко второму дает величину (11), из которой рассчитывается $k''_{1эф}$.

Поскольку коэффициенты усиления K_1 и K_2 , зависящие от угла Ψ , изменяются с перемещением генераторной или приемных антенн вдоль своих профилей, необходима перенастройка усилителей в каждой точке наблюдения. Поэтому реализация аппаратного способа компенсации возможна на базе программируемой аппаратуры с встроенным программным обеспечением.

Итак, повышение разрешающей способности наземных (приповерхностных) электромагнитных зондирований при локализации инородных объектов в верхней части георазреза позволит существенно повысить эффективность реше-

ния геолого-поисковых и геологоразведочных (при поисках и разведке россыпных месторождений и неглубоких рудных залежей), а также геоинженерных и геоэкологических задач с помощью электромагнитных методов.

Предложены компенсационные способы выделения наиболее информативной составляющей электромагнитного поля в наземных радиочастотных зондированиях — интерпретационный и аппаратный. Оба способа требуют новых технических решений в области разработки аппаратуры наземного электромагнитного (радиочастотного) зондирования. Наиболее реализуемым в ближайшей перспективе представляется аппаратура для интерпретационного способа компенсации, которая благодаря амплитудно-фазовым измерениям горизонтальных электрических составляющих поля обеспечит одновременное определение двух электрических характеристик разреза (удельного электрического сопротивления и диэлектрической проницаемости).

Использование способа наземных радиочастотных измерений на частотах от десятков до первых сотен килогерц позволит одновременно повысить глубинность и разрешающую способность наземных радиочастотных исследований, заполнив недостающее звено в разработанном ЦНИГРИ комплексе наземных геоэлектромагнитных исследований [4] и существенно повысить эффективность его применения при решении геологоразведочных, геоинженерных, геоэкологических и других задач.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Абрамов В.Ю.* Межскважинная и наземная радиогетомография и радиогеогеография — высоко разрешающая система измерений и полевые эксперименты // Геофизический вестник. 2000. № 10.
2. *Абрамов В.Ю., Кеворкянц С.С.* О новой методике интерпретации результатов наземного радиоволнового зондирования // Руды и металлы. 2003. № 2. С. 63–67.
3. *Ваньян Л.Л.* Основы электромагнитных зондирований. — М.: Недра, 1965.
4. *Многоцелевые электромагнитные многочастотные геофизические технологии* / В.И.Пятницкий, А.А.Грачев, В.Ю.Абрамов и др. — М.: ЦНИГРИ, 2003.



МЕТОДИКА КИНЕТИЧЕСКОГО ОПРЕДЕЛЕНИЯ ИРИДИЯ В РУДАХ И ГОРНЫХ ПОРОДАХ

А.В.Мандругин, Л.Г.Симакова, Т.Я.Шумская (ЦНИГРИ МПР России)

Разработана методика кинетического определения иридия в рудах и горных породах с предварительным сорбционным концентрированием. Методика аттестована по третьей категории точности в интервале содержаний иридия 0,005–1,9 г/т.

Определение иридия в геологических объектах до настоящего времени остается сложной задачей для аналитиков. В соответствии с данными справочника [6] среди утвержденных в геологической отрасли методик анализа имеются только три методики определения иридия. Это химико-спектральная [13], атомно-эмиссионная с индуктивно связанной плазмой с пробирной плавкой на никелевый штейн [2] и нейтронно-активационная [5]. Применение нейтронно-активационной и атомно-эмиссионной (с индуктивно связанной плазмой) методик требует сложного и дорогостоящего оборудования. В итоге лаборатории, не располагающие таким оборудованием, могут использовать лишь химико-спектральную методику определения иридия. Другие широко распространенные методы анализа, такие как атомная абсорбция, не обеспечивают требуемой чувствительности определения.

Возможный путь решения данной проблемы — применение кинетического метода анализа. Этот простой и доступный метод по чувствительности определения иридия далеко превосходит спектрофотометрический, атомно-абсорбционный, атомно-эмиссионный и приближается к нейтронно-активационному. Недостаточное распространение его в практике массового анализа можно объяснить только консерватизмом аналитиков-практиков. В основе метода лежит взаимосвязь скорости химической реакции с концентрацией одного из компонентов реакции. Для иридия используется его способность катализировать некоторые окислительно-восстановительные реакции (так называемые индикаторные), скорость протекания которых линейно связана с концентрацией иридия.

Несмотря на то что для иридия известно много индикаторных реакций, практическое применение нашла лишь одна, впервые предложенная в работе [12]: реакция окисления ртути (I) церием (IV). В работах [3, 9] исследована возможность увеличения чувствительности и селективности определения иридия данным методом. В работе [15] изучались состояние и каталитически активная форма иридия в процессе реакции. Данная индикаторная реакция использована для непрерывного определения иридия в проточно-инжекционном варианте [16].

В соответствии с данными [3] предел обнаружения иридия по индикаторной реакции окисления ртути (I) церием (IV) составляет 10^{-4} мкг/мл. Определению не мешает избыток других элементов: Au — 20-кратный, Os и Ru — 40, Rh — 500, Pd — 10^5 , Cr — $2 \cdot 10^3$, Cu — 10^4 , Fe, Co — $2 \cdot 10^4$, Ni — 10^6 . Высокие чувствительность и селективность определения иридия по данной индикаторной реакции позволяют определять его с чувствительностью 0,1 г/т в растворе, полученном после разложения проб без отделения основы. Методика анализа проста, но достигаемая при этом чувствительность недостаточна для анализа большинства природных объектов. Для определения иридия в рудах и горных породах необходимо проведение предварительного концентрирования.

В качестве метода концентрирования иридия из растворов разложения проб нами предложено использовать сорбцию полимерным тиоэфиром. Этот сорбент обладает высокой селективностью по отношению к благородным металлам и высокой сорбционной емкостью, в том числе в растворах с высоким солевым фоном.

Условия сорбции исследованы в работах [10, 11, 14]. В отличие от других платиновых металлов, одинаково хорошо сорбирующихся в широком интервале кислотности, для иридия максимальная степень сорбции наблюдается при кислотности 3 М по HCl после восстановления хлоридом олова (II). Наши исследования показывают, что в этих условиях сорбция иридия составляет более 98%. Применение сорбционного концентрирования позволило более чем на порядок повысить чувствительность кинетического определения иридия в рудах.

Схема методики приведена на рис. 1. Сульфидные пробы предварительно обжигают. Для разложения проб используют сплавление с пероксидом натрия, поскольку кислотное разложение обычно не позволяет полностью перевести иридий в раствор. Перед сплавлением пробу несколько раз обрабатывают фтористоводородной кислотой. Это позволяет избежать образования геля кремнекислоты после выщелачивания плава и подкисления раствора. Сорбцию иридия проводят полимерным тиоэфиром из среды 3 М HCl после восстановления хлоридом олова (II). Полученный концентрат озоляют в муфельной печи и сплавляют с минимальным количеством пероксида натрия. Плав выщелачивают 1 М раствором хлористоводородной кислоты и переводят иридий в сульфатную форму, обладающую высокой и стабильной каталитической активностью. Концентрацию иридия в полученном растворе определяют по скорости индикаторной реакции.

Кинетический метод анализа основан на измерении скорости реакции. В случае индикаторной реакции окисления ртути (I) церием (IV), катализируемой иридием, скорость реакции регистрируют фотометрическим методом по изменению желтой окраски раствора церия (IV). Расход реагента в процессе реакции приводит к уменьшению окраски раствора. Другие компоненты реакции — ртуть (I) и продукты реакции — ртуть (II) и церий (III) бесцветны.

Для регистрации скорости реакции использовали фотометр КФК-2 с самописцем. С целью повышения точности и воспроизводимости результатов анализа все измерения проводили при постоянной температуре 25°C, для чего в кюветное отделение фотометра установили специальную термостатируемую ячейку.

Регистрацию кинетической кривой осуществляли в течение 8–10 мин. Типичный вид кривой приведен на рис. 2. Скорость реакции определяли по тангенсу угла наклона линейной области кинетической кривой. В качестве меры ско-



Рис. 1. Схема методики сорбционно-кинетического определения иридия

рости реакции использовали прирост светопропускания раствора за 5 мин, измеренный на линейном участке кинетической кривой. В случае отклонения кривой от линейности следует проводить касательную к кривой в точке, соответствующей 2–3 мин от момента смешения реактивов (после завершения нестационарного участка кривой).

Головной раствор иридия готовили из аффинированного металла растворением навески 0,1 г смесью хлористоводородной кислоты и хлора в запаянной ампуле при 250°C [1]. Для построения калибровочного графика использовали хлоридный раствор иридия с концентрацией 0,01 мкг/мл. Аликвоты раствора, содержащие 0,01–0,1 мкг Ir, помещали в стаканы, переводили

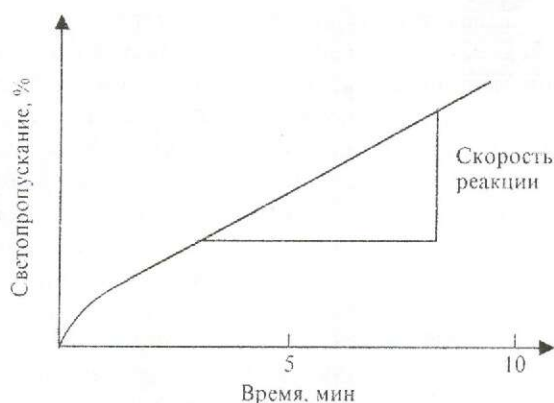


Рис. 2. Кинетическая кривая

в сульфатную форму и строили зависимость скорости индикаторной реакции от концентрации иридия.

Как уже говорилось, используемая индикаторная реакция обладает достаточно высокой селективностью. Применение сорбционного концентрирования еще больше повышает селективность разработанной методики. Поэтому при анализе геологических проб влияние сопутствующих элементов на результаты определения иридия нами не наблюдалось. В то же время такое влияние возможно при анализе некоторых технологических продуктов.

Кроме иридия, на полимерном тиозфире сорбируются остальные металлы платиновой группы, золото, мышьяк, селен, теллур и частично медь при высоком содержании ее в анализируемом растворе.

Содержание меди в геологических объектах обычно невелико и сорбция позволяет практически полностью от нее избавиться. При анализе технологических продуктов, таких как медные концентраты или сырая медь, следует сделать повторную сорбцию.

Платина, палладий и родий в количествах, встречающихся в геологических объектах, не мешают определению иридия. Осмий практически полностью теряется в процессе химической пробоподготовки. Рутений может приводить к завышению результатов в случае, если его содержание более чем в 40 раз превосходит содержание иридия. Влияние рутения может быть устранено путем добавления хлорной кислоты в процессе перевода в сульфатную форму. В результате этого рутений окисляется до тетраоксида и отгоняется.

Золото в больших количествах редко встречается в породах, содержащих платиновые ме-

таллы. Однако следует учитывать, что высокие содержания золота могут быть приняты за иридий, так как золото тоже катализирует данную индикаторную реакцию. По нашим данным, влияние золота начинает сказываться при его содержании более 20 г/т. Влияние золота может быть устранено путем его экстракции метилизобутилкетонам.

Присутствие в исходной пробе даже значительных количеств мышьяка и селена не сказывается на определении иридия, поскольку эти элементы полностью удаляются в процессе термического озолнения сорбента.

Содержание теллура в природных объектах мало, поэтому при анализе геологических проб не возникает проблем с его влиянием на определение иридия. Однако авторы столкнулись с влиянием теллура в процессе анализа анодного шлама медного производства. Это влияние заключается в подавлении каталитической активности иридия и проявляется в том, что разбавление анализируемого раствора не приводит к пропорциональному уменьшению скорости реакции. Для отделения теллура нами успешно использовалась его экстракция на стадии перед переводением в сульфатную форму.

Определение метрологических характеристик методики проводилось в соответствии с отраслевым стандартом [8]. Для этого по разработанной методике анализировали стандартные образцы состава, аттестованные смеси на основе стандартного образца состава и пустой породы ультраосновного состава, рядовые пробы хромитовых руд, рядовые пробы медно-никелевых концентратов.

Ниже приведены перечень использованных стандартных образцов состава и аттестованное содержание иридия (г/т).

Хвосты обогащения (ХО-1) ГСО 1703-86	0,010±0,001
Руда сульфидная медно- никелевая (ВТ-1) ГСО 929-86	0,041±0,005
Концентрат медный (КМ-1) ГСО 1701-86	0,052±0,004
Концентрат никелевый (КН-1) ГСО 1702-86	0,11±0,01

Использовали один образец сульфидной медно-никелевой руды и продукты ее первичной переработки. Стандартные образцы платиносодержащих руд других типов отсутствуют. Каждый стандартный образец анализировали из 20 параллельных определений. Это позволило определить следующие метрологические характеристики методики: относительную систематиче-

скую погрешность d_r , относительное среднеквадратическое отклонение погрешности воспроизводимости определения $\sigma_{вт, r}$ и относительное среднеквадратическое отклонение полной (суммарной) погрешности определения $\sigma_{\Sigma, r}$.

Аттестованные смеси готовили, используя стандартный образец состава самородной шлиховой платины ОСО 203-90, СШП-1 с аттестованным содержанием Ir $1,62 \pm 0,06\%$ и пустую породу ультраосновного состава — дунит с небольшим содержанием хромитов (SiO_2 37,95%, Al_2O_3 1,68%, $\text{Fe}_{\text{общ}}$ 7,08%, CaO 0,06%, MgO 48,51%, TiO_2 0,14%, Cr_2O_3 2,79%). Содержание иридия в пустой породе предварительно определяли химико-нейтронно-активационным методом по методике [5]. Оно составило менее $1 \cdot 10^{-3}$ г/т. Навеску стандартного образца 1 г истирали в агатовой вибрационной мельнице в течение 60 ч, затем добавляли навеску пустой породы и продолжали истирание еще 60 ч. Таким образом был получен головной образец с разбавлением материала стандартного образца в 110 раз. Далее путем последовательного разбавления головного образца пустой породой и механического перемешивания в течение 60 ч был получен набор из семи аттестованных смесей с содержанием Ir 1,47, 0,98, 0,49, 0,245, 0,147, 0,0735, 0,049 г/т. Данные смеси можно рассматривать как модель проб россыпных месторождений платиновых металлов.

Приготовленные аттестованные смеси анализировали двумя партиями в разное время из двух параллельных определений в каждой партии. Обработка результатов анализа позволила определить те же метрологические характеристики методики, что и в случае анализа сульфидных стандартных образцов, но для проб ультраосновного состава.

Другим типом платиносодержащих руд являются хромитовые руды. Поэтому необходимо было подтвердить правильность методики при их анализе. Для этого использовали 16 рядовых проб, представляющих средне- и густовкрапленные хромиты с содержанием Ir 0,2–0,4 г/т и Cr_2O_3 32–56%. Результаты анализа этих проб, полученные по разработанной методике, сравнивали с независимо полученными результатами аттестованной химико-нейтронно-активационной методики [5]. Это позволило оценить величины относительной систематической межметодической погрешности d_r и относительное среднеквадратическое отклонение межметодической погрешности $\sigma_{м, r}$.

Еще одним объектом, на котором определялись метрологические характеристики методики, были пробы медно-никелевых концентратов, полученные при опробовании техногенного месторождения. Данные пробы содержали цветные металлы в широком диапазоне концентраций (Cu 0,7–8,7%, Ni 3,3–65%) и были практически полностью окислены (содержание S до 0,2%). Содержание Ir в пробах охватывает диапазон 0,05–1,5 г/т и коррелирует с содержанием цветных металлов. Всего проанализирована 71 проба, причем каждая из них анализировалась по аттестуемой методике дважды в разное время. Эти же пробы анализировали в лаборатории Норильского ГМК по независимой аттестованной методике [4]. Обработка полученных результатов позволила определить величины относительной систематической межметодической погрешности d_r , относительное среднеквадратическое отклонение межметодической погрешности $\sigma_{м, r}$ и относительное среднеквадратическое отклонение погрешности воспроизводимости определения $\sigma_{вт, r}$. Отсутствие значительной межметодической погрешности между результатами аттестуемой и независимой аттестованной методики иллюстрирует рис. 3.

Все метрологические характеристики методики, полученные по различным диапазонам содержания иридия, приведены в таблице. Здесь же приведены допустимые значения относительной среднеквадратической погрешности $\sigma_{D, r}$ и запас точности Z, рассчитанный как отношение допустимого значения ($\sigma_{D, r}$) к найденному экспериментально значению относительной среднеквадратической суммарной ($\sigma_{\Sigma, r}$) или межметодической ($\sigma_{м, r}$) погрешности.

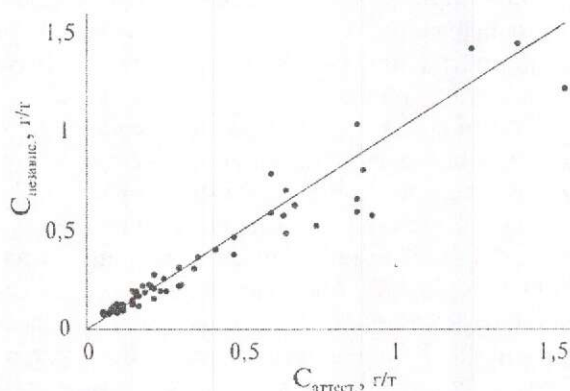


Рис. 3. Сравнение результатов определения содержания иридия в пробах медно-никелевых концентратов, полученных по аттестуемой и независимой методикам:

сплошная линия соответствует случаю отсутствия межметодической погрешности

Метрологические характеристики методики кинетического определения иридия

Интервал содержания, г/т	Условия проведения эксперимента	Вид пробы	d_r , %	$\sigma_{\text{втр}}$, %	$\sigma_{M,r}$, %	$\sigma_{\Sigma,r}$, %	$\sigma_{D,r}$, %	Z
0,5-1,9	Анализ аттестованной смеси	Аттестованные смеси*	4,79	11,6	-	14,9	27,3	1,83
	Межметодический, межлабораторный эксперимент	Cu-Ni концентраты	8,52	10,3	23,1	-	27,3	1,18
0,2-0,49	Анализ аттестованной смеси	Аттестованные смеси*	4,79	11,6	-	14,9	30	2,01
	Межметодический, межлабораторный эксперимент	Cu-Ni концентраты	8,78	15,8	16,4	-	30	1,83
0,05-0,19	Межметодический, межлабораторный эксперимент	Хромитсодержащие руды	-5,65	-	17,4	-	30	1,72
	Анализ стандартного образца	ГСО KM-1	-7,16	7,70	-	9,99	30	3,00
	Анализ стандартного образца	ГСО KN-1	-6,32	3,90	-	7,25	30	4,14
	Анализ аттестованной смеси	Аттестованные смеси*	4,79	11,6	-	14,9	30	2,01
0,02-0,049	Межметодический, межлабораторный эксперимент	Cu-Ni концентраты	-6,03	11,6	16,8	-	30	1,79
	Анализ стандартного образца	ГСО BT-1	8,29	7,61	-	11,5	30	2,61
0,005-0,019	Анализ аттестованной смеси	Аттестованные смеси*	4,79	11,6	-	14,9	30	2,01
	Анализ стандартного образца	ГСО XO-1	-7,05	23,8	-	22,7	30	1,32

* Характеристики определены по объединенному интервалу 0,02-1,9 г/т.

В соответствии с [7] методика анализа соответствует третьей категории точности, если величина относительной систематической погрешности (d_s) не превышает одной трети установленного допустимого значения относительной среднеквадратической погрешности, а запас точности не менее 1. Как следует из данных таблицы, разработанная методика соответствует этим требованиям в диапазоне содержаний Ir 0,005–1,9 г/т для всех исследованных типов руд.

Методика утверждена в соответствующем порядке в качестве отраслевой методики третьей категории точности.

Выполнение настоящей работы финансировалось за счет средств федерального бюджета.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Анализ самородной шлиховой платины с разложением проб жидкофазным хлорированием в запаянной ампуле* / А.Н.Курский, А.В.Мандругин, Е.В.Тарасова, Н.Л.Фишкова // Журнал аналитической химии. 1989. Т. 44. № 11. С. 2091–2095.
2. *Атомно-эмиссионное* с индуктивно-связанной плазмой определение платины, палладия, родия, иридия, рутения и золота в сульфидных медно-никелевых рудах и продуктах их технологической переработки. Инструкция НСАМ № 366-С. – М.: ВИМС, 1995.
3. *Высококочувствительный селективный кинетический метод определения иридия* / И.И.Алесева, Г.Н.Латышева, Л.Е.Романовская, Л.П.Тихонова // Заводская лаборатория. 1984. Т. 50. № 3. С. 5–6.
4. *Методика определения содержания платины, палладия, родия, рутения, иридия и золота в рудах сульфидных медно-никелевых объектов геолого-разведочных экспедиций, продуктах ОАО «НГК» масс-спектрометрическим методом с индукционной плазмой после концентрирования в никелевый штейн*. СТП 35-12-241-2001.
5. *Нейтронно-активационное определение платины, палладия, родия, осмия, рутения и иридия в ультраосновных породах*. Инструкция НСАМ № 440-ЯФ. – М.: ВИМС, 1990.
6. *Нормативно-методическая документация по аналитическим, минералогическим и технологическим исследованиям*. Справочник. – М.: ВИМС, 1999.
7. *ОСТ 41-08-212-82*. Отраслевой стандарт. Управление качеством аналитических работ. Классификация методов анализа по точности результатов.
8. *ОСТ 41-08-205-99*. Стандарт отрасли. Управление качеством аналитических работ. Методики количественного химического анализа. Разработка, аттестация, утверждение. – М.: 1999.
9. *Повышение селективности кинетического метода определения иридия* / Л.П.Тихонова, В.П.Гонгарик, И.П.Сварковская и др. // Журнал аналитической химии. 1981. Т. 36. № 10. С. 1982–1985.
10. *Сорбционно-рентгенофлуоресцентное определение платиновых металлов с использованием полимерного тизоэфира* / В.А.Шестаков, Г.И.Малофеева, О.М.Петрухин и др. // Журнал аналитической химии. 1981. Т. 36. № 9. С. 1784–1792.
11. *Сорбционно-рентгенофлуоресцентное определение тяжелых металлов с использованием полимерного тизоэфира* / В.А.Шестаков, Г.И.Малофеева, О.М.Петрухин и др. // Журнал аналитической химии. 1983. Т. 38. № 12. С. 2131–2136.
12. *Тихонова Л.П., Яцемирский К.Б.* Новая каталитическая реакция для определения иридия // Журнал аналитической химии. 1968. Т. 23. № 9. С. 1413–1415.
13. *Химико-спектральное определение платиновых металлов и золота в сульфидных медно-никелевых рудах*. Инструкция НСАМ № 146-С. – М.: ВИМС, 1977.
14. *Химико-спектральное определение платиновых металлов в продуктах переработки руд цветных металлов с использованием индукционного высокочастотного плазматрона* / О.А.Ширяева, Л.Н.Колонина, И.Н.Владимирская и др. // Тр. ГИРЕДМЕТА. 1982. Т. 111. С. 56–61.
15. *Хомутова Е.Г., Рысев А.П.* Исследование состояния и каталитической активности иридия в реакции окисления ртути церием // Журнал аналитической химии. 1995. Т. 50. № 12. С. 1271–1274.
16. *Хомутова Е.Г., Рысев А.П.* Комбинирование непрерывного проточного и каталитического методов для определения микроколичеств иридия // Журнал аналитической химии. 1995. Т. 50. № 10. С. 1023–1026.

УДК 622.765.553.3.4

© Р.А.Кязимов, 2004

СОВЕРШЕНСТВОВАНИЕ РЕЖИМА ФЛОТАЦИОННОГО ОБОГАЩЕНИЯ КОЛЧЕДАНЫХ РУД С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ РЕАГЕНТОВ-КОМПЛЕКСООБРАЗОВАТЕЛЕЙ

Р.А.Кязимов (ООО «Геотехник Инвестмент Групп»)

Изучен механизм взаимодействия двух реагентов-комплексобразователей (кислотный оранжевый и кармоазин) с минералами. Использование рекомендуемых реагентов в режиме флотации руд ряда месторождений способствовало получению селективных товарных концентратов и повышению качества выделенных свинцовых концентратов в среднем на 7–9% за счет депрессии пирита. В присутствии пирита процессам окисления в наибольшей степени подвергается галенит, что сопровождается снижением его флотуемости. В качестве селективного растворителя окисных пленок была исследована диаминокапроновая кислота (лизин). Рассмотрен механизм взаимодействия реагента с сульфоксидными соединениями и сульфидом свинца. Испытаниями реагента на рудах ряда месторождений установлен 5–7%-ный прирост извлечения свинца в одноименный концентрат.

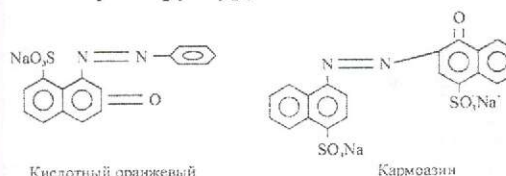
Анализ состояния флотационного обогащения колчеданных руд показывает, что низкое качество медных и свинцовых концентратов, получаемых при переработке таких руд, обусловлено в основном активной флотацией пирита за счет тонкой вкрапленности в нем зерен минералов цветных металлов, а также активацией пирита при налипании на его поверхность шламов галенита.

Как правило, при флотации колчеданных руд в основной флотации получают коллективные концентраты. Главная трудность при их получении связана с аккумуляцией значительного количества собирателя, который прочно удерживается поверхностью минералов и препятствует воздействию депрессирующих реагентов. Кроме того, избыток собирателя и вспенивателя вызывает излишне бурное течение процесса флотации при разделении коллективных концентратов, что также может привести к неудовлетворительным результатам. Все известные способы дезактивации пирита не удовлетворяют в должной степени требованиям технологии разделения коллективных пиритсодержащих концентратов. Отсутствие достаточно совершенного и экономичного метода депрессии пирита лишало возможности получать высокие и устойчивые результаты селекции коллективных концентратов.

Одним из вариантов реализации этой задачи, на наш взгляд, может быть использование реагентов-комплексобразователей, способных

либо связывать поверхностные ионы, гидратируя поверхность, либо изменять структуру собирателя. К таким соединениям следует отнести азиновые красители, выпускаемые фирмами разных стран под названиями: процион (*Ай-Си-Ай*, Англия), цибакрон и бриллиантцибалан (*Цеба*, Швейцария), ремазол (*Хехст*, ФРГ) и т.д. Из этих классов реагентов ранее нами испытан и рекомендован в качестве депрессора пирита нигрозин [2, 4, 5, 7, 8].

В целях изыскания наиболее дешевых, нетоксичных реагентов нами исследованы два водорастворимых азиновых красителя — кислотный оранжевый и кармоазин, имеющих следующую химическую структуру:



Для определения влияния азосоединений на сорбционную активность минерала по отношению к сульфгидрильному собирателю были изучены: адсорбционная способность минералов, предварительно обработанных азосоединениями; влияние характера сродства и прочности закрепления азосоединений на минеральной поверхности; влияние азокрасителей на десорбцию ксантогената, сорбированного на поверхности минералов.

Влияние предварительной обработки минералов красителями на последующую их сорбционную способность изучено методом УФ-спектрофотометрии. Результаты опытов иллюстрирует табл. 1.

Данные таблицы свидетельствуют о более значительном снижении адсорбции ксантогената на пирите (22–24%), чем на галените (65–73%) при предварительной обработке минералов красителями. Существенной разницы в сорбции ксантогената с удалением и без удаления растворов азосоединений перед агитацией с ксантогенатом не наблюдается. Полученные результаты по влиянию предварительной обработки минералов азосоединениями на их сорбционные свойства по отношению к ксантогенату были подтверждены данными радиометрических измерений. Показано, что сорбция ксантогената на поверхности галенита, обработанного красителем кислотным оранжевым, уменьшается на 13,3%, а кармоазинном — на 26,1% (от 7,27 мг/г для необработанного до 6,3 и 5,37 мг/г соответственно). При такой же обработке пирита сорбция ксантогената на поверхности минерала уменьшается на 77,7 и 75,5% (от 4,58 до 1,02 и 1,12 мг/г) соответственно.

Для выяснения природы действия реагента на поверхность сульфидных минералов, приводящего к снижению поглощения ксантогената, методом электронной спектрофотометрии изучено взаимодействие красителей с солями свинца и железа (азотнокислым свинцом и сульфата-

ми железа II и III). Измерение электронных спектров растворов красителей и первых двух солей выявило лишь незначительное изменение в видимой области, причем внешних изменений не наблюдалось. Иная картина прослеживалась при смешивании раствора реагента с сернокислым оксидным железом. Прежде всего менялся цвет раствора, а затем образовывался аморфный темно-коричневый осадок, при встряхивании переходящий в тонкодисперсное состояние. Электронный спектр отфильтрованного прозрачного раствора показал полное отсутствие в нем азосоединений и соли железа. Кислотность раствора (рН=2,05) такова, что есть возможность образования гидроксида железа. Способность азосоединений давать соединения с различной степенью прочности вызывает коагуляцию гидроксида железа с комплексом.

В соответствии с координационной теорией закрепления реагентов можно предположить, каков механизм взаимодействия азино-вых красителей с поверхностью пирита. Наличие в молекулах красителей карбонильного кислорода с неподеленной электронной парой и азиновой группировки $-N=N-$ способствует образованию координационной связи с поверхностным атомом железа [3, 9]. В комплексообразовании также могут участвовать своими неподеленными электронами атомы главной сопряженной системы. Присутствие группировок $-SO_3Na$, $-OH$ обеспечивает гидратированность поверхности.

1. Результаты влияния азокрасителей на сорбцию ксантогената

Но- мер опыта	Поверхность минерала	Кон- цен- трация краси- теля, мг/л	Сорбировано					
			галенитом			пиритом		
			мг/г	% от со- держания в растворе	% от сорби- рования на твердом	мг/г	% от со- держания в растворе	% от сорби- рования на твердом
1	Необработанная	—	7,28	72,7	100	4,58	45,8	100
2	Предварительно обработанная ки- слотным оранже- вым без удаления раствора	50	6,31	63,1	86,8	1,21	12,1	26,4
		100	5,27	52,7	72,5	1,02	10,2	22,3
3	То же, с удалением раствора кислотного оранжевого	50	2,04	20,4	28,1	3,25	32,5	71,0
		100	2,64	26,4	36,3	3,43	34,3	74,5
4	Предварительно обработанная кар- моазинном без уда- ления раствора	50	5,37	53,7	73,9	1,38	13,8	30,1
		100	4,72	47,2	65,4	1,12	11,2	24,5
5	То же, с удалением раствора кармоа- зина	50	1,89	18,9	26,0	3,19	31,9	69,7
		100	2,47	24,7	34,0	3,59	35,9	78,4

Для определения роли красителей как десорбентов собирателя с поверхности использованы количественные измерения с применением методов радиометрии и спектрофотометрии. Условия эксперимента были следующие: навеска минерала обрабатывалась раствором ксантогената ($C=200$ мг/г, $T:Ж=1:50$), затем последовательно водой (2×15 мл) и красителями (2×15 мл).

Из табл. 2 видно, что красители проявляют заметные десорбирующие свойства по отношению к ксантогенату, сорбированному на минералах, причем вытеснение ксантогената азосое-

воде. Полученные данные позволяют считать, что одной из причин, обуславливающей значительную десорбцию ксантогената с поверхности пирита, является смывание диксантогенида за счет его большей растворимости в красителях. Для ксантогената свинца это различие не столь существенно. Незначительная десорбция ксантогенатных производных с поверхности галенита связана с отсутствием в сорбционном слое диксантогенида (или же, по данным некоторых исследователей, присутствием его в количестве не более 10% [10]).

2. Результаты радиометрических опытов по десорбции ксантогената с поверхности минералов кислотным оранжевым и кармоазин

Минералы	Сорбция ксантогената		Десорбция водой		Остаточная сорбция		Десорбция кислотным оранжевым		Суммарная десорбция	
	мг/г	%	мг/г	% от сорбции	мг/г	%	мг/г	% от остаточной сорбции	мг/г	% от сорбции ксантогената
<i>Кислотный оранжевый</i>										
Галенит	7,15	100	0,53	7,14	6,62	100	1,43	21,6	1,96	27,4
Пирит	4,52	100	1,42	31,42	3,10	100	2,01	64,84	3,43	75,9
<i>Кармоазин</i>										
Галенит	7,15	100	0,53	7,14	6,62	100	1,38	20,85	1,91	26,71
Пирит	4,52	100	1,42	31,42	3,10	100	2,53	81,61	3,95	87,39

динениями (особенно кармоазин) с поверхности пирита существенно выше (почти в три раза), чем с галенита. Следовательно, можно полагать, что различие в десорбирующем действии изучаемых реагентов с поверхностями пирита и галенита обусловлено различным составом сорбционных слоев на поверхности рассматриваемых минералов.

В многочисленных работах исследователей [1, 3, 6] показана определяющая роль форм закрепления сульфидрильного собирателя на поверхности минералов при флотации полиметаллических руд. Так, сорбционный слой на галените представлен ксантогенатом свинца (52,9%) и так называемым сульфидо-ксантогенатом (34,1%), на пирите в основном — диксантогенидом (78,3%) и сульфидо-ксантогенатом (21,7%). Для выяснения механизма десорбции с помощью метода УФ-спектрометрии нами получены сравнительные данные по растворимости бутилового ксантогената свинца, а также диксантогенида в воде и в растворах красителей. Результаты опытов показали, что разница в величинах растворимости ксантогената свинца в воде и в растворах красителей незначительна (3–4%), тогда как растворимость диксантогенида в растворах красителей примерно в 5 раз выше, чем в

Можно было предположить, что изучаемые реагенты обладают окислительно-восстановительными свойствами и каким-то образом влияют на восстановительные свойства ксантогената. Результаты исследований ОВП растворов ксантогената различных концентраций в зависимости от добавок красителей приведены на рис. 1. Из графика следует, что добавление растворов депрессоров оказывает слабое влияние на ОВП ксантогената и это не может быть причиной изменения его химической структуры в растворе.

Эффективность реагентов проверена при разработке технологических схем обогащения колчеданных руд месторождений Комсомольское (Урал, Российская Федерация), Уч-Кулач (Республика Узбекистан), Шалкия и Западное Текели (Республика Казахстан).

Введение красителей в режим флотации руд Уч-Кулачского месторождения позволило усовершенствовать ранее разработанный способ селективной коллективных свинцово-пиритных концентратов с повышением качества выделенного свинцового концентрата на 7–9%. Использование азосоединений при флотационном обогащении руды Комсомольского месторождения привело к снижению выхода коллективного концентрата на 4–5% и повышению в нем содержания



Рис. 1. Влияние азокрасителей на ОВП ксантогената:

1 — раствор ксантогената; 2 — добавка кислотного оранжевого (C=50 мг/л); 3 — добавка кислотного оранжевого (C=250 мг/л); 4 — добавка кармоазина (C=50 мг/л); 5 — добавка кармоазина (C=250 мг/л)

свинца на 10–11% за счет депрессии пирита. Высокие технологические показатели получены при обогащении руды Шалкинского месторождения: с использованием красителей содержание свинца в концентратах на 6–8% выше, чем в получаемых на обогатительной фабрике. В результате испытаний рекомендуемых реагентных режимов усовершенствована технологическая схема обогащения руд Текелийского месторождения. Дополнительно получен кондиционный пиритный концентрат, повышено качество свинцового концентрата на 6–7%.

Другая немаловажная проблема при флотации полиметаллических руд — окислительные процессы. Избыточное окисление минералов — одна из основных причин ухудшения показателей флотационного обогащения. Это связано, прежде всего, с отсутствием эффективных методов регулирования степени окисления поверхности сульфидов на стадии подготовки руд к обогащению и в процессе самой флотации. Поскольку в присутствии пирита процессам окисления в наибольшей степени подвергается галенит, что сопровождается снижением его флотиремости, изыскание путей восстановления поверхности галенита является весьма актуальным. Существующие методы активации флотационной способности окисленных минералов не обеспечивают заметного прироста извлечения галенита. Согласно литературным данным, в зависимости от стадии окисления поверхность галенита представлена сульфоксидными соединениями: PbS_2O_3 , $PbSO_3$ или $PbSO_4$. При наличии в пульпе углекислоты возможно образование карбоната свинца.

Исследования по изменению адсорбционно-го слоя минерала были направлены на поиск селективных растворителей окисных пленок. В качестве последних выбраны вещества, содержащие внутрисферные поликоординационные заместители и способные к образованию хелатных (внутрикомплексных) соединений. Молекулы этих веществ обязательно представлены двумя типами групп:

водородсодержащие, образующие с центральным атомом металла-комплексообразователя связь посредством замещения в них водорода, например карбоксильную $-COOH$, сульфоновую $-SO_3H$ или оксимную $-NOH$ группы, фенольный гидроксил $-OH$, аминогруппу $-NH_2$ и т.п.

функциональные, способные образовывать с центральным ионом металла донорно-акцепторную связь, например аминные — незамещенные, одно- и двухзамещенные — $-NH_2$, $>NH$ и $>N-$, оксимную $>NOH$, гидроксильную $-OH$, карбонильную $>CO$ группы и др.

Наиболее близки к данным соединениям по химической структуре аминокислоты с общей формулой $RCN(NH_2)COOH$. Аминокислоты образуют очень устойчивые и хелатные соединения с большинством катионов при различных значениях pH раствора. Комплексообразование происходит, во-первых, за счет атомов с донорной функцией, а во-вторых, путем замещения водорода металлом. Очень важно и то обстоятельство, что с ионами металла в различных условиях образуются комплексные соединения строго определенного состава, а именно такие, в которых отношение ионов металла к лиганду 1:1. Учитывая, что толщина окисной пленки на галените составляет несколько (1–20) условных монослоев, для полного растворения ее потребуется небольшое количество комплексообразователя.

Нами исследован ряд моноаминокарбоновых и диаминокарбоновых кислот. Наиболее подробно изучено действие диаминокапроновой кислоты (лизин) $CH_2(NH_2)-CH_2-CH_2-CH_2-CN(NH_2)COOH$, которая хорошо растворяется в воде, кислотах и основаниях. Основываясь на способности диаминокапроновой кислоты взаимодействовать с соединениями свинца, можно полагать, что аминокислота, образуя прочный растворимый комплекс с поверхностными соединениями галенита, частично очищает его поверхность от окисленных пленок и тем самым способствует повышению флотоактивности минерала.

Для проверки высказанной гипотезы нами определена сравнительная сорбционная способность галенита и изучена гидрофобизация его поверхности в различных состояниях. Степень

гидрофобизации галенита оценивали по времени прилипания минеральных частиц к пузырьку воздуха (на контактном приборе) и по величине извлечения минерала в концентрат (при флотации в беспенном аппарате).

Проведенными экспериментами установлено, что с увеличением концентрации комплексообразователя (от 10 до 100 мг/л) время индукции минерала снижается и экспериментально полученный пучок кривых совпадает с ходом адсорбционной кривой, снятой с зачищенной поверхности галенита (рис. 2).

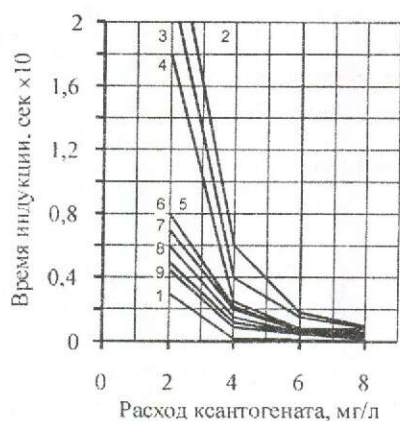


Рис. 2. Влияние концентрации лизина на время индукции частиц галенита в растворе перекиси водорода:

1 — галенит свежееобнаженный; 2 — галенит, обработанный 0,1% H_2O_2 ; 3–9 — галенит, обработанный 0,1% H_2O_2 и аминокислотой — 10, 20, 30, 40, 50, 80 и 100 мг/л

Для определения влияния комплексообразователя на флотируемость галенита с различной степенью окисления поверхности была использована разработанная в ЦНИГРИ установка для беспенной флотации. Эксперименты включали обработку порошка (крупностью $-160+100$ мкм) раствором перекиси водорода (0,05%) в течение 5 мин с последующей агитацией с растворами диаминокапроновой кислоты различной концентрации. Затем в пульпу с определенным значением pH (6,5; 8; 9 и 10) вводился бутиловый ксантогенат (1 мг/л) и проводилась флотация галенита. Результаты представлены на рис. 3. Видно, что с увеличением концентрации реагента извлечение галенита растет, причем наилучшие результаты получены при флотации в средах с pH ~ 9 и 8.

Растворимость свинцовых соединений контролировалась анализом на содержание свинца в жидкой фазе. Установлено, что если в жидкую фазу, не содержащую комплексообразователя,

переходило 0,3–0,5 мг/л Pb, то с вводом реагента и увеличением его концентрации переход свинца в раствор возрастал и при содержании лизина 80–100 мг/л его концентрация составила 4,5–6,0 мг/л (см. рис. 3, кривая 5). Наблюдаемое повышение выхода свинца в раствор является, видимо, следствием растворения его поверхностных окисных соединений. Кривые не имеют экстремальных значений, что указывает, вероятно, на непрерывность протекания процесса окисления и восстановления поверхности галенита.

При флотации колчеданных руд в реальных пульпах постоянно присутствует окислитель галенита — пирит, что вызовет повышенные расходы диаминокапроновой кислоты. Можно предположить, что обработка пирита азокрасителями, способными связывать трехвалентные ионы железа на поверхности пирита, снизит его окислительную способность и повысит эффективность действия аминокaproновой кислоты.

Таким образом, проведенными исследованиями выявлено, что сорбционная способность галенита, утраченная в результате чрезмерного окисления поверхности минерала, может быть восстановлена обработкой аминокислотами. Как следствие будет достигнута гидрофобизация поверхности, требуемая для устойчивой флотации. Это подтверждает высказанное предположение относительно механизма взаимодействия реагента с поверхностными окисными соединениями свинца.

Полученные выводы подтверждены при испытаниях реагента на окисленных колчеданных рудах Фелизчайского и Текелийского месторождений. Использование лизина в режиме флотации руды Фелизчайского месторождения способствовало повышению извлечения свинца в одноименный концентрат на 10–11% (табл. 3). Применение реагента при флотации труднообогатимых руд Западного Текели позволило снизить потери свинца с отвальными хвостами на 5% (табл. 4).

Итак, установлено, что химические соединения (кислотный оранжевый и кармоазин), относящиеся к группе азиновых красителей, являются эффективными депрессорами пирита. С использованием ряда физико-химических методов впервые изучен механизм взаимодействия двух реагентов-комплексообразователей с минералами. Комплексообразование происходит, во-первых, вследствие химического сродства красителя к поверхностным ионам трехвалентного железа за счет прочной координационной связи, образованной в результате взаимодействия, с одной стороны, неподеленной электронной пары кис-

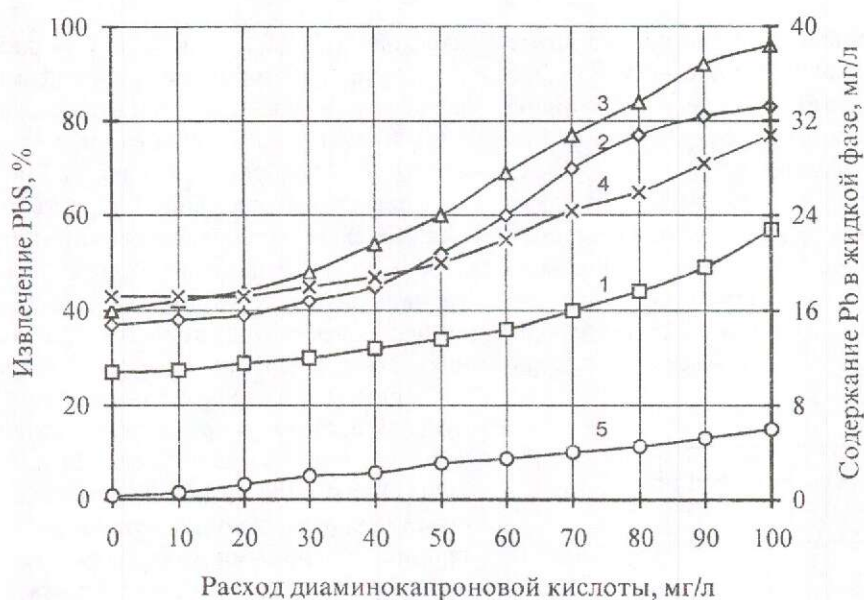


Рис. 3. Зависимость извлечения галенита от концентрации лизина:

1-4 — извлечение галенита в средах с pH ~6,5; 8; 9 и 10 соответственно

3. Сравнительные показатели флотационного обогащения руд месторождения Филизчай

Пробы	Продукты обогащения	Выход, %	Содержание, %			Извлечение, %			Режим флотации
			Cu	Pb	Zn	Cu	Pb	Zn	
1 Степень окисленности свинца 27%	Медный концентрат	3,24	12,14	1,42	3,68	66,87	3,80	3,50	Базовый
	Свинцовый концентрат	1,79	2,79	45,29	4,38	8,48	66,91	2,30	
	Цинковый концентрат	6,37	0,33	1,12	45,23	3,57	5,89	84,58	
	Пиритный концентрат	88,60	0,14	0,32	0,37	21,08	23,40	9,62	
	Руда	100	0,59	1,21	3,41	100	100	100	
То же	Медный концентрат	1,91	21,57	1,58	3,56	70,78	2,47	1,60	В рекомендуемом реагентном режиме
	Свинцовый концентрат	1,64	4,45	57,38	5,79	12,54	77,11	2,79	
	Цинковый концентрат	6,19	0,11	1,11	48,9	1,17	5,63	88,73	
	Пиритный концентрат	90,26	0,10	0,20	0,26	15,51	14,79	6,88	
	Руда	100	0,58	1,22	3,41	100	100	100	
2 Степень окисленности свинца 35%	Медный концентрат	4,05	11,23	2,74	2,76	64,57	7,34	3,06	Базовый
	Свинцовый концентрат	3,19	0,91	30,04	8,79	4,10	63,35	7,68	
	Цинковый концентрат	6,00	0,22	2,33	48,85	1,87	9,24	80,24	
	Пиритный концентрат	86,76	0,24	0,35	0,38	29,46	20,07	9,02	
	Руда	100	0,71	1,51	3,65	100	100	100	
То же	Медный концентрат	2,65	18,76	1,62	3,18	70,88	2,84	2,28	В рекомендуемом реагентном режиме
	Свинцовый концентрат	2,09	1,91	52,48	9,38	5,68	72,51	5,30	
	Цинковый концентрат	6,07	0,21	2,47	52,39	1,82	9,91	85,92	
	Пиритный концентрат	89,19	0,17	0,25	0,27	21,62	14,74	6,50	
	Руда	100	0,7	1,51	3,70	100	100	100	

4. Сравнительные показатели флотационного обогащения окисленной руды месторождения Западное Текели

Продукты обогащения	Выход, %	Содержание, %			Извлечение, %			Условия флотации
		Pb	Zn	Fe	Pb	Zn	Fe	
Свинцовый концентрат	1,72	45,31	11,21	10,73	59,28	5,21	0,84	Базовый
Цинковый концентрат	6,51	1,53	48,27	9,21	7,58	84,87	2,71	
Пиритный концентрат	36,20	0,62	0,57	33,42	17,07	5,57	54,73	
Хвосты	55,57	0,38	0,29	15,60	16,07	4,35	41,72	
Руда	100	1,31	3,70	22,11	100	100	100	
Свинцовый концентрат	1,57	55,76	9,85	10,16	64,81	4,11	0,70	В рекомендуемом реагентном режиме
Цинковый концентрат	5,80	1,71	56,38	9,04	7,34	86,97	2,30	
Пиритный концентрат	37,08	0,61	0,53	38,12	16,75	5,23	61,99	
Хвосты	55,55	0,27	0,25	14,37	11,10	3,69	35,01	
Руда	100	1,35	3,76	22,8	100	100	100	

лорода карбонильной группы, а с другой — электронов сопряженной системы азиновой группировки. Гидрофильность достигается как за счет присутствия в молекуле реагента $-SO_3Na$, $-OH$ группировок, так и вследствие десорбции диксантогената с поверхности пирита в результате значительной его растворимости в растворах красителей. По отношению к галениту указанные свойства красителей проявляются в меньшей степени, что дает возможность селективного разделения галенита и пирита.

Внедрение рекомендуемых реагентов в режиме флотации руд Уч-Кулачского, Шалкиинского и Текелийского месторождений способствовало получению селективных товарных концентратов и повышению качества выделенных свинцовых концентратов в среднем на 7–9% за счет депрессии пирита.

В качестве селективного растворителя окисных пленок предложена диаминокапроновая кислота (лизин). Впервые рассмотрен механизм взаимодействия реагента с сульфоксидными соединениями и сульфидом свинца. Показана наибольшая вероятность его взаимодействия с окисными соединениями по сравнению с сульфидом свинца. Установлено, что закрепление реагента на поверхности минерала происходит, во-первых, посредством атомов с донорной функцией, во-вторых, путем замещения водорода координируемой органической молекулы металлом поверхностных окисных соединений.

Испытаниями реагента на руде Филизчайского месторождения достигнут 10–11%-ный прирост извлечения свинца в одноименный концентрат, а на руде Западного Текели обеспечено снижение потерь металлов с отвальными хвостами на 5% по свинцу и на 1,3% по цинку.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Каковский И.А., Силина Е.И. Термодинамический метод исследования флотационных реагентов // Тр. Уралмеханобра. 1961. № 9. С. 3–47.
2. Клименко Н.Г., Кязимов Р.А. Новые реагенты при обогащении колчеданных руд // Докл. семинара «Комплексная переработка минерального сырья при технологической оценке руд новых месторождений Казахстана». Алма-Ата, 1983. С. 61–65.
3. Конев В.А. Флотация сульфидов. – М.: Недра, 1985.
4. Кязимов Р.А., Клименко Н.Г. Физико-химические основы активации галенита солями ЭДТА // Тр. ЦНИГРИ. 1987. Вып. 213. С. 21–25.
5. Кязимов Р.А., Клименко Н.Г., Лапатухин И.В. Эффективный метод селекции коллективного свинцово-пиритного концентрата. Комплексная технология переработки труднообогатимых руд // Тр. КазИМС. 1987. С. 43–57.
6. Леонов С.Б., Комогорцев Б.В. Водные растворы бутилового ксантогената калия, диксантогена и их взаимодействие с сульфидными минералами // Обогащение руд. Иркутск, 1969. С. 23–27.
7. Применение реагентов комплексообразователей при флотационном обогащении колчеданных полиметаллических руд / Р.А.Кязимов, Н.Г.Клименко, А.З.Ахмедов и др. // Тр. Всесоюзной конференции «Применение реагентов во флотации». М., 1984. С. 44–48.
8. Пути усовершенствования схемы обогащения колчеданных тонковкрапленных углеродсодержащих руд / Н.Г.Клименко, Р.А.Кязимов, Н.В.Рубцов и др. // Обогащение тонковкрапленных руд. Апатиты, 1983. С. 15–19.
9. Рябой В.И. Развитие представлений о координационном механизме действия флотореагентов // Физические и химические основы переработки минерального сырья. М., 1982. С. 62–69.
10. Теория и технология флотации руд / Под ред. О.С.Богданова. – М.: Недра, 1980.

ДИСКУССИИ

УДК 553.411.04 (47+57)

© Б.И.Беневольский, 2004

О РЕАЛИЯХ И МИФАХ МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВОЙ БАЗЫ ЗОЛОТА РОССИИ*

Б.И.Беневольский (ЦНИГРИ МПР России)

В статье, названной «Золото недр России: мифы, реалии, проблемы», уважаемый автор рассматривает ряд тезисов («мифов» в его интерпретации) по проблемам золота вообще и минерально-сырьевой базы (МСБ) коренных месторождений золота России в частности.

Поскольку позиция автора не отвечает реалиям современного состояния МСБ коренных месторождений и вследствие этого может оказать негативное воздействие на ее дальнейшее освоение и развитие, остановимся на данной принципиальной проблеме.

Главный вывод автора звучит следующим категоричным образом (цитируем): «Смею заверить, что это в советское время была создана минерально-сырьевая база, которая сегодня не вписывается в мировые стандарты рыночной экономики». Раскрывая существо этого тезиса (мифа), автор продемонстрировал весьма слабую информированность о фактическом состоянии МСБ и положении дел с ее освоением недропользователями.

Обладает ли Россия крупной МСБ коренного золота и каковы перспективы ее развития? По общим разведанным запасам золота (коренные+россыпные+комплексные) Россия занимает третье место в мире (после ЮАР и США) и шестое место по его производству. Доля коренных месторождений в балансе запасов коренного и россыпного золота России на 2004 г. составляет более 75%, в добыче — 52%, в прогнозных ресурсах — около 90%. В качественном отношении МСБ коренных месторождений золота страны не уступает зарубежной (за исключением уникальных месторождений золотоносных конгломератов ЮАР).

В настоящее время зарубежными компаниями проектируются и вводятся в эксплуатацию крупные месторождения с содержаниями золота в пределах 0,7–1,8 г/т (Cerro Casale с годовой производительностью около 30 т золота и Pascua Lama — 25 т в Южной Америке, Rosia Montana — 16 т в Румынии и многие другие). В рудных месторождениях золота России среднее содержание составляет 3,9 г/т, а в странах Европы — 2,5–3 г/т, Азии — 4–5 г/т, Африки (без ЮАР) — на этом же уровне, в Канаде — около 4 г/т, США и Австралии — немногим более 2 г/т. Да и как может быть иначе на геологическом пространстве России, обладающем теми же тектоническими и металлогеническими особенностями, что и другие континенты.

Поэтому категоричное утверждение автора, что в дореформенный период в России была создана заведомо нерентабельная МСБ рудного золота (кстати, автор был одним из участников ее создания), в корне противоречит фактическому ее состоянию и более отвечает широко распространенному сегодня термину «популизм» с явным оттенком свалить неудачи реформирования недропользования на дореформенный (советский) период.

Являются ли подавляющее большинство месторождений коренного и россыпного золота, находящихся на государственном балансе, по разным причинам не привлекательными для инвестора? Разберемся с этим принципиальным тезисом. Сегодня на государственном балансе осталось 30% разведанных объектов рудного золота, в том числе одно крупнейшее месторождение Евразии — Сухой Лог в Иркутской области. Последнее задержалось на балансе не по причине

*Краткий комментарий к статье Б.И.Флерова, опубликованной в журнале «Руды и металлы», № 2, 2004 г.

нерентабельности, а из-за политической и экономической борьбы крупнейших российских и зарубежных инвесторов за обладание лицензией на его освоение. Других резервных крупных и средних коренных месторождений золота страна не имеет. Все разведанные в дореформенный период месторождения разобраны недропользователями. Распределены также и мелкие месторождения, а остатки на балансе составляют в основном объекты действующих рудников с остановленным производством. По россыпным месторождениям распределено более 50% объектов, а остатки в своем подавляющем большинстве представлены мелкими недоработками прошлых лет. Избавление от таких объектов — проблема расчистки госбаланса от потерявших экономическое значение месторождений, которая ни в коей мере не относится к области оценки значимости МСБ золота России.

При нерентабельности резервных месторождений, как утверждает автор статьи, золотодобывающие предприятия с 1990 г. увеличили производство более чем в три раза и продолжают активно его наращивать, главным образом за счет новых месторождений.

Несомненно, что в проблеме развития и освоения МСБ золота России, как коренного, так и россыпного, много нерешенных проблем, которые детально проанализированы в стратегической программе «Золото России» на период до 2010 г., разработанной ЦНИГРИ по распоряжению МПР России.

Главные из них:

ускоренная подготовка до 2010 г. на стадии поисково-оценочных работ новых объектов для

передачи их в лицензионное недропользование после 2010 г. и получения прироста запасов промышленных категорий, обеспечивающих развитие МСБ рудного золота и золотодобывающих предприятий до 2025 г.;

создание необходимого задела для стабилизации достигнутого уровня добычи россыпного золота за счет выявления и разведки объектов в традиционных россыпедобывающих районах вблизи разрабатываемых месторождений и перспективных россыпей в новых районах;

выявление и создание альтернативных минерально-сырьевых баз золота известных и нетрадиционных типов месторождений в перспективных металлогенических зонах с целью решения задач по созданию фонда месторождений будущих поколений;

решение задач совершенствования и создания инновационных экологически чистых и ресурсосберегающих технологий переработки золотых руд, в том числе золотосодержащих отвалов золоторудных, комплексных и россыпных месторождений, обеспечивающих максимальную полноту использования недр при минимальном воздействии на окружающую природную среду.

Не останавливаясь на других непринципиальных «мифах», подчеркнем лишь, что очевидные реалии свидетельствуют о крупном ресурсном потенциале золота страны и его инвестиционной привлекательности (для чего необходимо дальнейшее совершенствование правового пространства), какие бы популистские статьи не появлялись на страницах обширной научной и другой прессы.

УДК 553.411

© Э.П.Степнов, 2004

МАГМАТОГЕННЫЕ ИСТОЧНИКИ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Э.П.Степнов

Рассмотрены примеры золоторудных месторождений в областях мезозойской тектономагматической активизации (ТМА) и окраинно-континентальном вулканическом поясе. Рудные поля месторождений в областях ТМА располагаются в нижнем структурном этаже и на границе с верхним, в вулканическом поясе — в различных ярусах верхнего структурного этажа. Оруденение связывается с фракционной кристаллизацией расплавов, которые относятся к толеитовой, латитовой и калиевой щелочной магматическим сериям. Характер щелочности полевошпатовых систем остаточных расплавов качественно коррелируется с пробностью золота.

Для многих рудных месторождений принята гипотеза магматического происхождения. В одних случаях агентом оруденения предполагается насыщенный водой силикатный расплав, в других — водный раствор кремнезема или его газобразный эквивалент, отделяющийся от магматического расплава. Для расплава с летучими [5], в условиях когда термодинамический потенциал летучей фазы меньше потенциала жидкой — перед достижением эвтектики, существует область температур (ретроградное кипение), при которых из кристаллизующегося расплава выделяется флюидная рудоносная фаза. Во втором случае отделение содержащего воду флюида связывается с особенностями фракционирования расплава, которые определяются соотношением K_2O , Na_2O и SiO_2 . Экспериментальным изучением силикатных расплавов, содержащих FeO , MgO или CaO , установлена ликвация расплавов, которая отсутствует в системах SiO_2 с Al_2O_3 , Na_2O , K_2O . В расплавах гранита с водой и щелочами также отмечается разделение на кислую, щелочную и нейтральную водную фазы и предполагается, что щелочная фаза переходит в водный раствор, который может активно участвовать в транспортировке рудного вещества [3]. Эксперименты по переносу золота флюидами, взаимодействующими с кислыми силикатными расплавами [9], показывают, что особенно интенсивно он протекает при наличии хлоридов в составе флюида. В самородном золоте обнаруживаются реликты минералообразующей среды, которые подтверждают галогенидный состав магматического дистиллята, что также позволяет связывать золотое оруденение с эволюцией магматических расплавов. В отношении базальтового магматизма такая связь отмечалась для Au , Fe , Cu , Ni , Co , Zn , Mn , в отношении гранитоидного — для Au , Sn , W , Mo , U , Bi [15]. Выделяется также ассоциация Au с Sb , Se , Te , Ag и главными халькофилами, которая связывается с эволюцией базальтовой магмы в противоположность ассоциации Au с W , Mo , Sn , характерной для гранитоидной магмы [6].

Рассматривая рудные поля эндогенных месторождений как специфические части магматических комплексов, П.Ф.Иванкин (1970) предполагает существование гетерогенных рядов золоторудных формаций, связанных с гипербазитовой, базальтоидной и гранитоидной магмами. Н.А.Шило (1970, 1972), развивая представления Ю.Г.Щербакова и Ю.А.Билибина о фемическом характере золота в геохимических процессах, отмечает, что для золота на высокотемпературных месторождениях характерно присутствие Mo , Ti , As , Cu , на низкотемпературных — Ag , Hg ,

Te , Sb , на промежуточных — Pb , Zn , Ni , Co . С.Д.Шер (1968) считает, что эндогенные месторождения золота формируются за счет базальтоидной магмы с участием ассимиляционных коровых процессов. Для руд различных месторождений он выделяет мантийные (Cu , платиноиды, теллуриды) и коровые (W , Sb , Sn) элементы-спутники. А.А.Маракушев (1992), объединяя сведения о кристаллизации расплавов и несмесимости с ними рудных элементов, а также выделяя H , S и Cl в качестве элементов, определяющих восстановительные условия, способствующие концентрации Au , Ag , Cu , Hg , Pt , Cr , связывает золотую минерализацию с гранитоидным магматизмом. Очевидно, что такое разнообразие взглядов на характер связи золотого оруденения с магматизмом объясняется сложностью эволюционных процессов в расплавах, генерирующих рудоносные флюиды.

Позиция оруденения в ряду близвозрастных изверженных образований не всегда устанавливается однозначно. Парагенетическая связь оруденения с интрузией предполагается на Дарасунском месторождении (Au - Mo пояс Восточного Забайкалья), где Амуджикано-Шахтаминский гипабиссальный комплекс изменяется от габбро до гранитов [12]. Месторождение расположено в области сводового поднятия, наложенного на складчатые герциниды в течение мезозойской ТМА. Выделены триасовые (185–125 млн. лет) и триас-раннеюрские (190–175 млн. лет) гранитоиды, служившие фундаментом для юрских эффузивов, и среднеюрский дайковый комплекс (170–165 млн. лет), включающий внутрирудные плагиопорфиры, с которыми ассоциирует оруденение золото-кварц-сульфидной формации. Пробность золота 640–(840–870). Локализация продуктивных зон в интрузивно-блоковой структуре рудного поля определяется протяженными тектоническими швами расщепления и брекчирования.

Особенности ТМА в регионе связываются с развитием вулканоплутонических серий [10, 14]: с этапом сводовых поднятий — латитовой (170–149±15 млн. лет, J), тоналитовой (153–146 млн. лет, J_3) и плюмазитовой (145±30 млн. лет, J_2 - K_1) серий; с этапом образования гранитоидных куполов — плутонометаморфического комплекса (136±30 млн. лет, J_2 - K_1); с формированием приразломных впадин — трещинного вулканизма поздней латитовой серии (140–100 млн. лет, J_2 - K_1). Поскольку для ранней латитовой серии установлена отчетливая связь с золотым оруденением, анализ химизма дайкового комплекса, развитого на месторождении, ограничивается сравнением с латитовой (вулкани-

ты, субвулканические тела, гранитоиды Шахтаминского массива) и тоналитовой (гранитоиды Амуджикано-Сретенского комплекса) сериями. Анализируемый магматизм относится к раннему этапу ТМА продолжительностью 25 млн. лет, включающему формирование месторождения (первые 5 млн. лет). К латитовой серии относятся базальты и андезиты с щелочным уклоном, монцогаббро и монцитоны вулканической и субвулканической фаций, слагающие вулканотектонические структуры, а также гипабиссальные монцодиориты, диориты и граниты Шахтаминского массива. Первые отличаются близкими концентрациями нормативных полевых шпатов, в них нередко рассчитываются оливин и нефелин, во вторых среди щелочных полевых шпатов отчетливо преобладает альбит. Такие же соотношения нормативных полевых шпатов характеризуют и интрузивную фацию. Составы пород вулканической и субвулканической фаций отражают условия эволюции расплавов при давлении от 5 кбар до нормальных, интрузивной (диориты Шахтаминского массива) — при давлении не менее 10 кбар.

В размещении фигуративных точек составов вулканической и субвулканической фаций латитовой серии на диаграмме полевошпатовой систем [11] (суммарное количество расчетных полевых шпатов 51–69%) отмечается отчетливая схема образования остаточных жидкостей (рис. 1) в связи с фракционной кристаллизацией в исходном расплаве полевых шпатов, в результате которой остаточный расплав обогащается Na-компонентом. При этом отдельные анализы представляют расплавы с полевошпатовыми системами, соответствующими параметрам одно-двуполевошпатового состава.

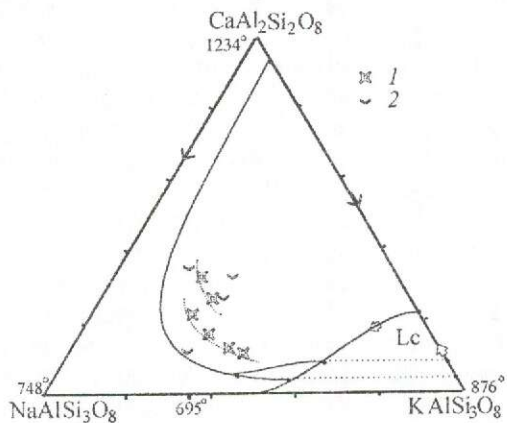


Рис. 1. Полевошпатовая система для субвулканической и вулканической фаций латитовой серии:

1 — вулканическая фация Быстринской ВТС; 2 — субвулканическая фация Быстринского массива

Тоналитовая серия представлена гранодиоритами и гранитами, которые характеризуются близкими концентрациями анортита и свободного кремнезема. В калической части преобладает альбит. Среди темноцветных рассчитываются диопсид или гиперстен — в гранодиоритах и диопсид с гиперстеном — в гранитах. Несмотря на близкий возраст гранитоидов латитовой и тоналитовой серий, химизм, отраженный на полевошпатовой диаграмме (рис. 2), указывает на различный характер кислых расплавов. Гранитоиды тоналитовой серии, в которой нормативные полевые шпаты составляют 58–69%, характеризуются расположением фигуративных точек, свидетельствующем об относительном равновесии системы, в отличие от составов латитовой серии (полевые шпаты составляют 57–67%), фигуративные точки которых отражают изменение расплава в процессе глубинной кристаллизации. Отдельные точки гранитоидов латитовой серии соответствуют составам, переходным от однополевошпатовых к двуполевошпатовым в глубинных условиях.

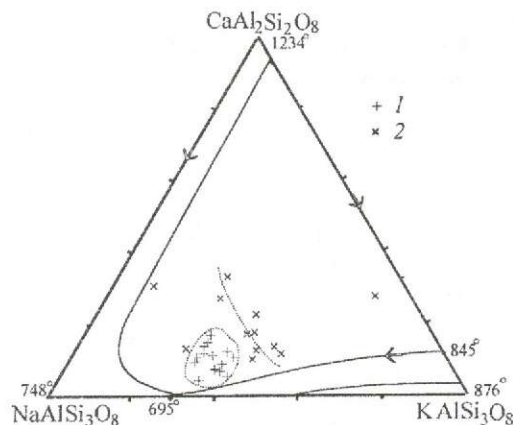


Рис. 2. Диаграмма полевошпатовых соотношений для гранитоидов латитовой и тоналитовой серий:

1 — гранитоиды тоналитовой серии (Амуджикано-Сретенский комплекс); 2 — гранитоиды латитовой серии (Шахтаминский массив)

Химизм дайкового комплекса, развитого на рудном поле, проявляет существенные отличия в количественных соотношениях полевых шпатов и кварца, которые в целом характеризуются преобладанием расчетного альбита среди полевых шпатов и гиперстена среди темноцветных. В плагиогранит-порфирах при относительно высоком содержании ортоклаза и анортита рассчитываются наиболее высокое количество темноцветных и наиболее низкие концентрации кварца. Гранит-порфиры отличаются сопоставимыми количествами ортоклаза и альбита. При вы-

сокой концентрации кварца вместе с гиперстеном рассчитывается диопсид. Составы часто пересыщены глиноземом, в отдельных случаях — щелочами. В кварцевых порфирах и плагиопорфирах при низких содержаниях ортоклаза и анортита отмечаются наиболее высокие содержания кварца. Все составы пересыщены глиноземом. (Пересыщение глиноземом в экспериментах наблюдается [4] при фракционировании мокрого расплава кварцевых толеитов в условиях постоянного давления (9, 10 кбар) и снижения температуры от 1060 до 960–920°). Содержание нормативных полевых шпатов в дайковой серии месторождения изменяется от 50 до 73%. Химизм серии (рис. 3) достаточно отчетливо демонстрирует образование остаточных расплавов, которые соответствуют одно-двуполевошпатовому составу. Характерно, что для условий малых глубин остаточные расплавы включают внутрирудные плагиопорфиры, в которых полевошпатовые соотношения соответствуют одно-двуполевошпатовому составу и сопоставимы с таковыми для производных кислых и основных магм (см. рис. 1, 2). Первые отличаются обогащением Ca и Na, вторые — Na и K, с чем, возможно, связан широкий диапазон пробности золота.

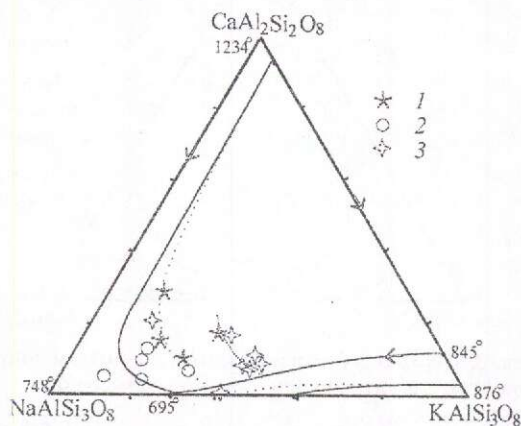


Рис. 3. Диаграмма полевошпатовых соотношений для дайковой серии Дарасунского месторождения:

1 — плагиопорфиры и плагиограниты; 2 — кварцевые порфиры и сиенит-порфиры; 3 — гранит-порфиры

Тектономагматическая активизация в складчатой области с блоковым строением сопровождается базальтовым и кислым магматизмом, который в условиях тектонического поднятия проявляется с возрастным перекрытием. Золотое оруденение связывается с дифференциацией магматических расплавов, выделенных в латитовую серию. Установленная связь внутрирудных даек

плагиопорфиров с золотой минерализацией в составе многостадийного оруденения с сульфидами Fe, As, Zn, Pb, Cu и теллуридами Bi, Ag, Au, Cu указывает на то, что оно сформировано в результате резкого падения давления и совместного отделения рудоносных флюидов и остаточной жидкости с полевошпатовым соотношением, соответствующим параметрам одно-двуполевошпатового состава, и генерированной в процессе фракционной кристаллизации магматического расплава.

Известно, что разнообразный состав мезозойского щелочного комплекса Алданского щита удовлетворительно объясняется с позиций кристаллизационной дифференциации обогащенного калием щелочного магматического расплава. Тем не менее, в отношении способа и последовательности образования некоторых пород существуют различные представления [2, 7, 8]. Отмечается также, что наиболее высокие концентрации золота и урана в Алданском районе связаны с максимально дифференцированными щелочными базитами. Оруденение золото-кварцевой формации (пробность Au 750–900–920) локализуется в метасоматитах вдоль контакта кембрийских известняков и нижнеюрских континентальных осадков в мезозойской депрессии, расположенной вдоль северной границы щита (Куранах), в стратиформных залежах в известняках и кварц-сульфидных жилах на смежном поднятии фундамента (Лебедино). Отмечается, что рудные зоны тяготеют к дайкам керсантитов в составе свиты лампрофиры–ортофиры–бостониты–биотит-пироксеновые сиениты–сиенит-порфиры, трассирующей субмеридиональные зоны глубинных разломов. Урановое оруденение с золотом в пределах Эльконского горста также ассоциирует с кварц-ортоклазовыми метасоматитами (150 млн. лет, J₃), но контролируется древними зонами глубинных разломов северо-западного простирания, развитыми в кристаллическом фундаменте. Многочисленные определения абсолютного возраста изверженных пород мезозойской ТМА ограничивают их интервалом (J₁₋₂–K₁) 50 млн. лет и в целом подтверждают последовательность, намеченную Ю.А.Билибиным (1941).

Химизм щелочного комплекса, отраженный на диаграмме остаточных расплавов (рис. 4), подтверждает представления о формировании в процессе фракционной дифференциации богатых калием щелочных расплавов, которые по особенностям состава и условиям кристаллизации объединяются в несколько серий, включающих разновозрастные образования. Данные абсолютного возраста пород согласуются с химизмом и уточняют возрастной состав серий.

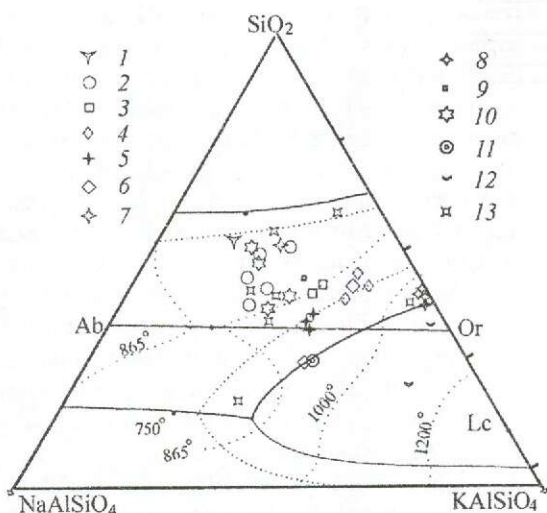


Рис. 4. Диаграмма остаточных расплавов для щелочного комплекса Центрального Алдана:

контуры областей кристаллизации мокрых расплавов при давлении 1 кбар — сплошная линия, сухих при нормальном давлении — пунктирная; 1 — кварцевые порфиры; 2 — кварцевые, роговообманковые, авгит-кварцевые сиениты; 3 — субщелочные и биотитовые сиениты; 4 — эгирин-калишпатовые фениты; 5 — биотит-эгириновые сиениты с нефелином; 6 — нефелиновые сиениты; 7 — нордмаркиты; 8 — ультракалиевые трахиты; 9 — бостониты; 10 — сельвсбергиты, тингуаиты, грорудиты; 11 — щелочные лампрофиры; 12 — калиевые и шонкинит-пикриты; 13 — анализы Ю.А.Билибина: авгитовые сиениты, кварцевые сиенит-, граносиенит-, монцонит-порфиры, эгириновые граниты, эпи- и псевдолейцитовые порфиры

В пределах нижней границы высокотемпературного поля лейцита на линии реакции лейцита с расплавом, насыщенным H₂O, располагаются фигуративные точки составов нефелиновых сиенитов, щелочных лампрофиров (J₃), а вблизи инвариантной точки — псевдолейцитовые порфиры, по направлению к которой в составах снижаются нормативные содержания ортоклаза, диопсида и увеличивается количество нефелина. К этой же температурной зоне (а для сухих расплавов — на линии реакции лейцита с расплавом) относятся насыщенные SiO₂ нефелиновые сиениты (J₃), эгирин-калишпатовые фениты (J₂) и биотит-эгириновые сиениты с нефелином (J₂) с аналогичным характером изменения состава, что позволяет связывать средне-позднеюрские образования с более глубинными условиями эволюции магматических расплавов.

В области кристаллизации твердых растворов полевых шпатов выделяется не менее двух серий, объединяющих разновозрастные образования, которые различаются ролью щелочных полевых шпатов. К-Na серию образуют кварцевые (J₁₋₂),

роговообманковые, авгит-кварцевые (J₃) сиениты, монцонит-порфиры и дайковая свита сельвсбергитов-тингуаитов-грорудитов; Na-K серию — субщелочные (K₁), биотитовые (J₃), кварцевые (K₁) сиениты, бостониты, нордмаркиты (J₃), граносиенит-порфиры. Тенденции изменения состава в сериях идентичны и обусловлены процессами фракционной кристаллизации полевых шпатов и темноцветных. В K-Na серии Q коррелирует с s (0,99) и с обратным знаком с a (-0,73) и b (-0,96). Характерно и положение эгириновых гранитов, отражающее отчетливое преобладание среди щелочей K над Na. Ю.А.Билибин отмечал ассоциацию некоторых эгириновых гранитов с дайковой свитой сельвсбергитов-тингуаитов-грорудитов, которую условно сопоставлял с группой щелочных пород, но в возрастном отношении граниты относил к более молодым образованиям.

Не охарактеризованы данными абсолютно-го возраста калиевые и шонкинит-пикриты, относящиеся к высокотемпературному полю лейцита, в которых нормативные диопсид и оливин составляют 80–85%, а также ультракалиевые трахиты и эпилейцитовые порфиры, расположенные на линии реакции лейцита с насыщенным H₂O расплавом, в которых около 70% состава, пересыщенного Al₂O₃, составляют ортоклаз и диопсид. Рассчитываются также нефелин, оливин, волластонит, акмит. Последние свидетельствуют об избытке Ca относительно Fe и Mg и пересыщении щелочами. Различия в химизме щелочных базитов и эпилейцитовых порфиров указывают на возможность гравитационного расслоения щелочных габброидов.

Таким образом, ранне-среднеюрский этап магматизма отражается в образовании K-Na и среднеюрской реакционной щелочных серий, которые представляют процесс кристаллизации насыщенного лейцитом сухого щелочного расплава при изменении физико-химических параметров во времени. Позднеюрский этап проявляется в развитии K-Na серии при снижении роли калия и в формировании реакционной и Na-K щелочных серий, которые представляют аналогичный процесс, но с участием H₂O. При этом отмечается обогащение расплава калием. Однако присутствие в верхнеюрской реакционной серии нефелиновых сиенитов, насыщенных SiO₂, соответствующих реакции лейцита с расплавом в сухих условиях, позволяет предполагать участие глубинных очагов расплава, обогащенного калием. Раннемеловой этап выражается в развитии Na-K щелочной серии.

На полевошпатовой диаграмме (рис. 5) кварцевые сиениты (J₁₋₂), сельвсбергиты (?) и некоторые фениты — биотит-эгириновые сиениты

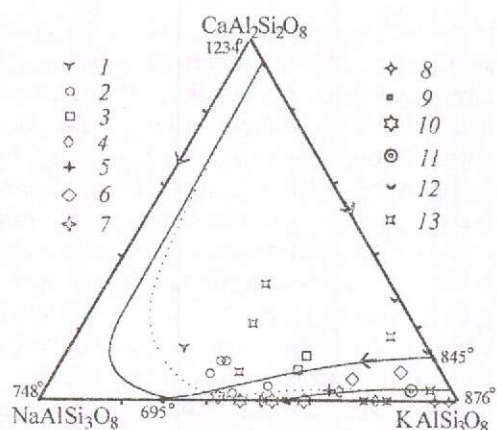


Рис. 5. Принципиальная диаграмма полевошпатовой системы для щелочного комплекса Центрального Алдана:

усл. обозн. см. рис. 4

(J_2) удовлетворяют условиям образования однодвополевошпатовых составов на малых глубинах. То же самое относится к эпидейцитовым порфирам и лампрофирам (J_3) и кварцевым сиенит-порфирам (K_1). Отмеченные образования характеризуются содержанием нормативного ортоклаза, превышающим 40%, и относительно низкой (1,5–2%) стабильной концентрацией анортита. (Для кварцевых сиенит-порфиров сумма полевых шпатов 77,0%, содержание Or 39,9, Ab 34,4, An 2,7%).

В целом подтверждается схема строения региона, обусловленная мезозойской тектономагматической активизацией, выразившейся в формировании прогибов и сводовой структуры (J_1 – K_1), осложненной эпизодом (J_3 – K_1) образования локальных поднятий и сопровождавшейся развитием щелочных габброидов, эволюционировавших в различных (глубинных и коровых) условиях. Учитывая данные о приуроченности максимальных концентраций урана ультракалийевым трахитам, пространственную разобщенность месторождений золота и урана (J_3), а также представления Ю.А.Билибина о возрастном положении эгириновых гранитов, золотое оруденение Центрального Алдана связывается с поздним этапом фракционной дифференциации сухого щелочного расплава.

Значительное количество золоторудных месторождений, в том числе крупных, расположено в вулканических поясах, характерной особенностью которых является блоковое строение, обусловленное разной глубиной погружения фундамента в связи с замещением гнейсогранитного слоя основной магмой в процессе преобразования континентальной коры. Блоковое строение

Пенжинского звена Охотско-Чукотского пояса отражается в развитии крупных продольных и поперечных разрывных структур. По глубинному Анадырскому разлому пояс разделяют на внешнюю (северо-западную) и внутреннюю (юго-восточную) структурно-фациальные зоны. В образованиях пояса выделяют три структурных яруса: сеноман-туронский, с которым связывается внедрение гранодиоритовых интрузий (100–80 млн. лет?); сенон-датский (91–71 млн. лет), отличающийся развитием липарит-гранитного комплекса (83–72 млн. лет); палеогеновый (69–55 млн. лет), сложенный покровными базальтами. С площадями распространения позднего верхнемелового структурного яруса А.А.Красильниковым (1972 г.) и В.В.Василенко [1] связывается золото-серебряное оруденение, приуроченное к локальным структурам обрушения в кислых эффузивах, которое контролируется субвулканическими телами (Карамкен, Иргуней). С Ичигемской ветвью Анадырского разлома, ограничивающей поднятие внутренней зоны в Пенжинском районе, связано Сергеевское золото-серебряное месторождение, на котором оруденение контролируется разрывами, осложняющими купольную структуру, представленную в центральной части эродированным массивом разновозрастных субвулканических тел андезитов и гипабиссальных диоритов. В разрезе вмещающих вулканогенных образований, видимой мощностью около 700 м, выделяются (снизу вверх):

- туфы и туфопесчаники, переслаивающиеся с лавами андезитов, андезито-базальтов, базальтов;
- лавы андезито-базальтов с редкими прослоями андезитов;
- туфы, переслаивающиеся с базальтами.

Последидиоритовые дайки андезитов, дацитов, липаритов и продуктивные кварцевые жилы трассируют полукольцевые разрывы по южной периферии купола, а в западной и северной частях локализуются в поперечных северо-западных и оперяющих субширотных, относительно Анадырского разлома, разрывных структурах. Развитие золото-пиритовой, золото-аргентит-полиметаллической и золото-аргентит-пирит-халькопиритовой с магнетитом минеральных ассоциаций определяет галенит-сфалерит-халькопиритовый тип золото-серебряной рудной формации. Пробность золота 610–650. Данные спектрального анализа подтверждают высокие концентрации Cu, Pb, Zn и отсутствие Se и Te в рудах. Оруденение сечется дайкой базальтовых порфиров предположительно палеогенового возраста, которая ограничивает время его формирования развитием кавральянских грани-

тоидов и трахилипарит-дацитов внешней зоны, завершающих эволюцию мелового магматизма.

Магматизм Пенжинского звена вулканического пояса рассмотрен в работе [13], в которой предполагается параллельное функционирование коровых и мантийных магматических очагов. Особенности тектонического развития Пенжинского звена связываются с преобладающим распространением кислых эффузивов во внешней структурной зоне и в отдельных районах с развитием субщелочных вулканитов кислого и среднего составов, соответствующих во времени интервалу смены охотских гранитоидов кавральяньскими.

Основные лавы, генерированные в условиях высоких давлений, образуют прослои и горизонты в вулканитах внутренней зоны пояса и относятся к толеитовой серии. В них рассчитывается 60–65% нормативных полевых шпатов при низком содержании ортоклаза и сравнимых количествах альбита и анортита. Более поздние разновидности, развитые во внешней зоне и вдоль Анадырского разлома, характеризуются преобладанием анортита. В поздних меловых и палеогеновых базальтах содержание полевых шпатов, среди которых преобладает альбит, уменьшается до 50–65%, иногда рассчитывается оливин. В кислых эффузивах рассчитывается 60–65% полевых шпатов, преобладает альбит. Отмечается частичное пересыщение глиноземом. Среди гранитоидов выделяются габбро, диориты, гранодиориты и более поздние сиенито-диориты, граносиениты, граниты. При стабильной концентрации полевых шпатов (62–65%) в первых увеличиваются количества альбита и ортоклаза, в составах вторых возрастает роль только ортоклаза. Составы граносиенитов и гранитов пересыщены глиноземом.

Диаграмма на рис. 6 представляет развитие кислого магматизма Пенжинского района. Фигуративные точки составов вулканической серии (эффузивы и дайки) отражают изменение полевошпатовой системы расплава в процессе продолжительной кристаллизации плагиоклаза, которая приводит к увеличению концентрации K_2O . Среди интрузивных образований по содержанию анортита выделяются три серии: диоритовые порфириды – диориты – сиенито-диориты, андезиты – гранодиориты – гранит-порфиры. Ранние и поздние липариты также отражают возрастающую роль щелочей, но изменение расплава в каждой серии характеризуется возрастанием роли Na_2O .

Диориты в пределах рудного поля в порядке убывающей концентрации сложены плагиоклазом, кварцем, моноклинным пироксеном, рого-

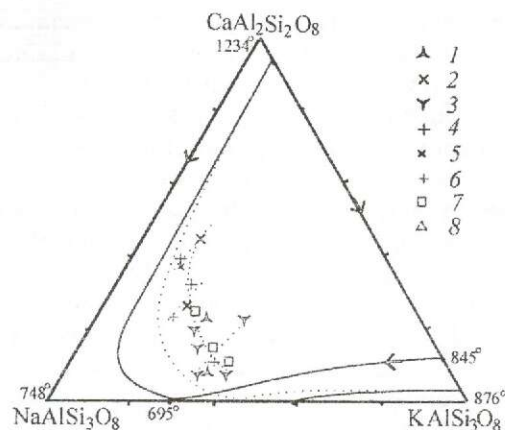


Рис. 6. Полевошпатовая система для кислых вулканоплутонических комплексов Пенжинского района:

1 — ранние липарито-дациты и липариты; 2 — диориты и гранодиориты Охотского комплекса; 3 — поздние андезиты-дациты и липариты; липариты, липарито-дациты, дациты с щелочным уклоном (Макковеевская толща); 4 — сиенито-диориты, граносиениты и граниты Кавральянского комплекса; субвулканические образования и дайки; 5 — диоритовые порфириды, 6 — гранит-порфиры, 7 — дациты, липариты, 8 — андезиты

вой обманкой, рудным. Цветное число 20. Плагиоклаз зональный, крупные кристаллы № 70, мелкие — № 30–40. По зеленой роговой обманке иногда развивается бесцветная в виде «футляра» (эденит?). Пироксен частично замещен эпидотом и хлоритом в ассоциации с рудным. Изменения сопровождаются карбонатизацией. Отмечаются микропрожилки с альбитом, на которые наложено окварцевание и прожилки кварц-эпидотового состава. Гранит-порфиры содержат вкрапленники плагиоклаза № 37–40 и калиевого полевого шпата в гранофировой промежуточной массе. К последиоритовым образованиям относятся также субвулканические тела и дайки андезитов и липаритов. Андезиты с интерсертальной структурой сложены плагиоклазом № 30–45, пироксеном и роговой обманкой. Цветное число 15–40. В липаритах с микрофелзитовой основной массой присутствуют вкрапленники кварца, плагиоклаза № 25 и калиевого полевого шпата.

Петрографические данные подтверждают выделение петрохимических серий, связанных с усилением роли Na_2O в полевошпатовой системе с развитием обыкновенной роговой обманки и даже с его привнесением (альбитизация в диоритах), что определяет особые условия эволюции расплавов, испытывающих обогащение щелочами.

Сопоставление разрезов рудных полей в Охотском и Пенжинском звеньях пояса под-

тверждает выделение двух этапов позднемелового магматизма и показывает, что в Примагаданье широко распространены вулканоплутонические образования позднего мела, в Пенжинско-Анадырском звене развиты комплексы, относящиеся к раннему и позднему мелу, но отсутствуют вулканические фации, венчающие разрез последнего, несмотря на распространение поздних гранитоидов (Кавральянский комплекс), и в целом свидетельствует о более высокой тектонической активности мелового периода в Пенжинском звене пояса. Сравнение с химизмом изверженных пород Карамкенского месторождения выявляет на последнем незначительные отличия, связанные с резким возрастанием роли щелочей и особенно калия, проявляющиеся в формировании в условиях малых глубин субвулканических липаритов и эксплозивных брекчий, полевошпатовые соотношения в которых соответствуют одно-двуполевошпатовым составам. Относительно низкая пробность золота, практическое отсутствие теллуридов в рудах месторождений, расположенных в разных звеньях пояса, подтверждают связь оруденения с кислыми производными толеитовых расплавов, завершающими развитие мелового магматизма.

Рассмотренные примеры золоторудных месторождений позволяют связывать генерацию рудоносных флюидов с фракционной кристаллизацией щелочных калиевого ряда и кислых магм, обеспечивающей образование остаточных расплавов с полевошпатовой системой, соответствующей одно-двуполевошпатовому составу. Характер щелочности полевошпатовых систем качественно коррелируется с пробностью золота. Низкопробное золото отмечается с расплавами, характеризующимися системой с относительно низким содержанием калия. Увеличение пробы золота обусловлено расплавами, обладающими системами с низкой постоянной концентрацией кальция. Крупные масштабы золото-серебряного оруденения с низкопробным золотом в вулканическом поясе связываются с формированием магматических очагов, которые отражают глубокую дифференциацию исходного расплава кварцевых толеитов.

В размещении рудных полей отмечается контролирующая роль крупных разрывных нарушений. В областях ТМА рудные поля формируются в тектонических блоках с рудными телами в нижнем структурном этаже и на границе с верхним, в вулканогенном поясе — в верхнем структурном этаже с рудными телами в интрузивно-купольных структурах нижнего яруса и в вулканотектонических структурах обрушения верхнего яруса.

Эмпирическая связь золотого оруденения с особым характером дифференциации щелочных калиевого ряда и кислых расплавов, полевошпатовые системы производных которых соответствуют одно-двуполевошпатовым составам, может служить одним из критериев, определяющих направление и очередность поисковых работ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Василенко В.В.* Условия локализации золото-серебряного оруденения в Анадырской шовной зоне: Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. — Магадан, 1974.
2. *Васильченко С.Ф.* Генетические взаимоотношения послееюрских интрузий и золотоносных образований в Центральном-Алданском районе // Тр. ЦНИГРИ. 1974. Вып. 114.
3. *Глюк Д.С., Труфанова Л.Г.* Фазовые отношения в системе гранит-Н₂O с добавками гидроокислов Na и K при общем давлении 1000 кг/см² // Физико-химические модели петрогенезиса и рудообразования. Новосибирск, 1984.
4. *Грин Т.Х., Рингвуд А.Е.* Кристаллизация базальтов и андезитов в водных условиях при высоком давлении // Происхождение главных серий изверженных пород по данным экспериментальных исследований. — Л., 1970.
5. *Заварицкий А.Н., Соболев В.С.* Физико-химические основы петрографии изверженных пород. — М.: Гостеолиздат, 1961.
6. *Иванкин П.Ф., Рабинович К.Р.* О двух рядах золоторудных формаций и некоторых особенностях отношения золотого оруденения к магматизму // Изв. Томского политехнического ин-та. 1968. Т. 134.
7. *Кочетков А.Я., Злобин В.А., Попов А.Б.* Радиоактивные элементы и золото в мезозойских магматических породах Центрального Алдана // Геология и геофизика. 1987. № 12.
8. *Молчанова Т.В.* Структурное положение, петрология и происхождение калиевых основных щелочных пород. — М.: Наука, 1966.
9. *Рябчиков И.Д., Орлова Г.П.* Золото в магматических процессах // Физико-химические модели петрогенезиса и рудообразования. Новосибирск, 1984.
10. *Стафеев К.Г.* Эндогенные режимы развития и металлогения континентальных блоков земной коры. — М.: Недра, 1993.
11. *Тернер, Ферхуген Дж.* Петрология изверженных и метаморфических пород. — М.: ИЛ, 1961.
12. *Тимофеевский Д.А.* О связи оруденения Дарасунского типа восточного Забайкалья с вулканизмом и протяженными разрывными нарушениями глубинного заложения // Тр. ЦНИГРИ. 1967. Вып. 68.
13. *Филатова Н.И., Дворянкин А.И.* Эволюция магматизма центральной части Охотско-Чукотского вулканического пояса // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1974. № 11.
14. *Фогельман Н.А.* Тектоника мезозойского сводового поднятия Забайкалья и закономерности размещения в его пределах золоторудных месторождений // Тр. ЦНИГРИ. 1968. Вып. 84.
15. *Sullivan C.I.* Ore and granitisation // Econ. Geol. 1948. 43. № 6.

ПОЗДРАВЛЕМ С ЮБИЛЕЕМ

В сентябре 2004 г. исполнилось 70 лет главному научному сотруднику ЦНИГРИ, доктору геолого-минералогических наук Вячеславу Петровичу Новикову.

После окончания МГРИ в 1957 г. В.П.Новиков работал в Восточном Забайкалье на геологической съемке м-ба 1:200 000, с 1963 г. — в НИСе МГРИ, где наряду с преподаванием изучал золотые и урановые месторождения Алдана.

С 1974 г. В.П.Новиков работает в ЦНИГРИ, занимается изучением золотоносности Дальнего Востока. Совместно с группой исследователей ЦНИГРИ он участвовал в создании комплекта прогнозно-металлогенических карт на золото Дальнего Востока, которые на долгие годы предопределили направление геологоразведочных работ в этом крупном золотоносном регионе. Изучал геологическое строение и был соавтором при подготовке подсчета запасов четырех золоторудных объектов, переданных в промышленное освоение. К одной из его крупных научных разработок принадлежит Прогнозно-металлогеническая карта золотоносности России м-ба 1:2 500 000.

Свои многолетние исследования В.П.Новиков обобщил в докторской диссертации, успешно защищенной в 1992 г.

В.П.Новиков в качестве эксперта и консультанта работал в Болгарии и США, выполнял совместно с другими исследователями ЦНИГРИ контрактные работы по поискам и оценке месторождений золота на Аляске, в Чили и Марокко.

В последние годы В.П.Новиков систематически участвует в апробации прогнозных ресурсов по золоту и серебру, научно-методическом сопровождении прогнозно-поисковых и оценочных работ территориальных геологических организаций.

Результаты исследований В.П.Новикова отражены в многочисленных научно-производственных отчетах, более чем в 60 публикациях. Вячеслав Петрович — член диссертационных советов ЦНИГРИ. Он пользуется заслуженным уважением всего коллектива института за высокую культуру научных исследований, увлеченность, энергию и добросовестность.

Поздравляем Вячеслава Петровича с юбилеем, желаем ему крепкого здоровья, новых творческих успехов и достижений в укреплении минерально-сырьевой базы золота России.



*Ученый совет ЦНИГРИ
Редколлегия журнала*

15 сентября 2004 г. исполнилось 70 лет **Семену Григорьевичу Гордееву** — кандидату технических наук, научному сотруднику сектора геофизического сопровождения геологоразведочных работ ЦНИГРИ.

После окончания Московского геологоразведочного института в 1959 г. С.Г.Гордеев работал на предприятиях Минсредмаша СССР, с 1963 г. — в ЦНИГРИ.

Основное направление научной деятельности С.Г.Гордеева — разработка аэро- и наземных электромагнитных технологий для геокартирования, поисков и разведки месторождений рудных полезных ископаемых. В 1975 г. он защитил кандидатскую диссертацию на тему «Основы интерпретации метода радиокип».

В течение многих лет С.Г.Гордеев активно занимался созданием теории, методики, аппаратуры и способов интерпретации метода измерений полей сверхдлинноволновых радиостанций (СДВР) и внедрением его в производство во многих рудных провинциях страны — на Северо-Востоке, Урале и Кавказе, в Приморье, Восточной Сибири и Средней Азии. Широкое использование метода СДВР на производстве во многом — заслуга С.Г.Гордеева. К другим его научным достижениям относится разработка метода измерений полей промышленной частоты 50 Гц (ИПП) применительно к геокартированию и поискам месторождений благородных металлов.

С.Г.Гордеев сохраняет свой творческий потенциал и в последние годы успешно занимается разработкой теории интерпретации метода частотных электромагнитных зондирований (ЧЭЗ) в поле заземленного кабеля, продолжает участвовать в полевых работах.

Результаты его научной деятельности отражены во многих отчетах, статьях, монографиях, инструкциях и справочниках по электроразведке.

Поздравляем Семена Григорьевича с юбилеем, желаем здоровья, благополучия и дальнейших творческих успехов.



*Ученый совет ЦНИГРИ
Редколлегия журнала*

Издания ЦНИГРИ 2000–2003 гг.

Серия «Модели месторождений благородных и цветных металлов». – М.: ЦНИГРИ, 2000–2002.

Золото-серебряные месторождения
Прогнозно-поисковые модели алмазоносных россыпей России
Cu-Ni-МПГ месторождения норильского типа
Меднопорфировые месторождения
Месторождения колчеданного семейства
Стратиформные свинцово-цинковые месторождения в карбонатных толщах
Пространственные металлогенические таксоны месторождений алмазов, благородных и цветных металлов
Системы оценки и разведки россыпных месторождений золота и платиноидов на основе многофакторных моделей
Строение и развитие золотоносных рудообразующих систем

Методическое руководство. «Оценка прогнозных ресурсов алмазов, благородных и цветных металлов». – М.: ЦНИГРИ, 2002.

Выпуски: «Алмазы»
«Золото»
«Экзогенная золотоносность»
«Никель и кобальт»
«Медь»
«Свинец и цинк»

Кряжев С.Г. Изотопно-геохимический режим формирования золоторудного месторождения Мурунтау. – М.: ЦНИГРИ, 2002. 91 с., 16 ил.

Рассмотрены основные черты геологического строения месторождения Мурунтау. Определены изотопно-геохимические параметры вмещающих пород, магматических образований, дорудных, синрудных и пострудных кварц-карбонат-сульфидных минеральных ассоциаций. Установлены температурный режим, давление, состав растворов, fO_2 -рН условия минералообразования. Выявлены источники серы, углерода и кислорода одновременных флюидных систем и обоснован вывод о магматогенно-гидротермальном происхождении руд.

Для специалистов в области геологии, геохимии, прогноза и поисков рудных месторождений, а также для преподавателей и студентов учебных заведений геологического и геохимического профиля.

Николаева Л.А., Яблокова С.В., Шатилова Л.В., Никифоров А.Г., Москвитин С.Г., Соловьев Л.И. Изучение самородного золота при экспертно-криминалистических исследованиях (Методическое руководство) / Под ред. Л.А.Николаевой. – М.: ЦНИГРИ, 2002. 34 с., 1 ил.

Охарактеризованы индикаторные признаки самородного золота: гранулометрия, морфология, поверхность, проба и состав элементов примесей, внутреннее строение. Приводятся сведения об основных минеральных и механических примесях, сопутствующих шлиховому золоту. Описана структура базы данных, необходимой для поисков аналогов. Рассматривается методика изучения самородного золота при экспертных исследованиях: ознакомление с вещественным доказательством, проведение ситового анализа, количественное определение индикаторных признаков, определение химически чистого золота в крупнообъемных пробах. Указаны приемы поисков аналогов и идентификации золота.

Для экспертов-криминалистов и экспертов по драгоценным металлам.

Кривцов А.И., Мигачев И.Ф., Беневольский Б.И., Зиннатуллин М.З., Августинчик И.А., Мызенкова Л.Ф., Никешин Ю.В. **Мировая минерально-сырьевая база благородных и цветных металлов: 1970–2000–2025 гг. (обзор-анализ).** – М.: ЦНИГРИ, 2003. 136 с., 34 табл., 53 ил., библиограф. 69 назв.

На основе ретроспективного анализа показателей мировой минерально-сырьевой базы (МСБ) благородных и цветных металлов — золота, серебра, металлов платиновой группы, меди, свинца, цинка и никеля — выявлены основные тенденции ее развития и использования путем сопоставления состояния запасов, рудничного производства, потребления и ценовых ситуаций. Рассмотрено воздействие конъюнктуры рынка на мировую МСБ и ведущие страны-производители и потребители. Особое внимание уделено оценке потенциала развития МСБ мира. Долгосрочные тенденции формирования и использования МСБ благородных и цветных металлов, проявившиеся за 1970–2000 гг., и направления инвестиционных потоков использованы для прогноза до 2025 г. с учетом данных по проектам новых горнорудных предприятий. Эти материалы служат основой для оценки масштабов будущего мирового минерально-сырьевого обеспечения и инвестиционной привлекательности отечественных месторождений и МСБ России в целом. Дан прогноз развития мировой и отечественной минерально-сырьевой базы с учетом возможных темпов роста топливно-энергетического обеспечения.

Материалы обзора составляют фактографическую основу для разработки отечественной минерально-сырьевой стратегии и целевых сырьевых программ ГРР. Они представляют интерес для широкого круга специалистов минерально-сырьевого сектора экономики.

Пятницкий В.И., Грачев А.А., Ершов Е.М., Абрамов В.Ю., Коновалова Т.М., Гордеев С.Г., Спасенных Ю.С., Косенкова Т.О. **Многоцелевое применение электромагнитных низко- и высокочастотных геофизических технологий** / Под ред. В.И.Пятницкого, А.А.Грачева. – М.: ЦНИГРИ, 2003. 239 с., 109 ил., 21 табл., библиограф. 109 назв.

Описаны физико-геологические основы электромагнитных и радиоволновых геофизических технологий, разработанных в разное время в Центральном научно-исследовательском геологоразведочном институте цветных и благородных металлов. В этих технологиях используются гармонические электромагнитные поля в широком диапазоне частот от первых герц до сотен мегагерц. На основе созданных в ЦНИГРИ и в других организациях геологических моделей месторождений алмазов, благородных и цветных металлов (АБЦМ) сформированы геолого-геофизические модели и схемы месторождений этих видов минерального сырья и оценены применимость и эффективность электромагнитных и радиоволновых методов и их комплексов, разработанных в ЦНИГРИ. Рассмотрены способы методики и техники полевых работ, обработки и интерпретации результатов наблюдений, получаемых этими технологиями при некоторых региональных геофизических съемках, прогнозно-поисковых, поисково-оценочных работах, на этапе предварительной разведки месторождений АБЦМ.

Приведены примеры использования наземных, скважинных, шахтно-скважинных электромагнитных и радиоволновых технологий при решении различных геологических задач на месторождениях алмазов, коренного и россыпного золота, золотоносных кор выветривания, медно-колчеданных, медно-никелевых, полиметаллических в разных регионах России и стран СНГ.

Описано применение электромагнитных и радиоволновых технологий в геоинженерных и инженерных изысканиях, при поисках и картировании археологических объектов, изучении распространения электромагнитного поля 50 Гц, как экологически вредного фактора, в пределах обитания человека, особенно в городских условиях.

Для геологов и геофизиков в практической, научной и учебной работе.

Адрес: 117545, г. Москва, Варшавское шоссе, 129«Б», ЦНИГРИ
Телефон: (095) 313-18-18, 315-43-47
Факс: (095) 313-18-18
E-mail: tsnigri@tsnigri.ru

© Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов, 2004