

РУДЫ И МЕТАЛЛЫ

2/2013

НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

ОСНОВАН В 1992 ГОДУ

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор Б.К.Михайлов

Зам. главного редактора И.Ф.Мигачев
Зам. главного редактора Н.И.Назарова

А.Н.БАРЫШЕВ
Б.И.БЕНЕВОЛЬСКИЙ
В.И.ВАГАНОВ
С.С.ВАРТАНЯН
А.В.ВОЛКОВ
А.А.ГОЛОВИН
Ю.К.ГОЛУБЕВ
В.С.ЗВЕЗДОВ
П.А.ИГНАТОВ
А.И.ИВАНОВ
М.М.КОНСТАНТИНОВ
С.Г.КРЯЖЕВ
В.В.КУЗНЕЦОВ
Г.А.МАШКОВЦЕВ
Г.В.РУЧКИН
Г.В.СЕДЕЛЬНИКОВА

УЧРЕДИТЕЛЬ

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

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

Москва ЦНИГРИ 2013

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

Сдано в набор 22.03.13 г.
Подписано в печать 01.04.13 г.
Тираж 400 экз.

Формат 30×42 1/2
Бумага листовая
Печать офсетная

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

© «Руды и металлы», 2013

Прикладная металлогения**Applied metallogeny**

Чернышов А.И., Коробейников А.Ф., Юричев А.Н.
Рений в ультрамафитовых комплексах Сибири 5

Chernyshov A.I., Korobeynikov A.F., Yurichev A.N.
Rhenium in ultramafic complexes of Siberia

Серокуров Ю.Н., Калмыков В.Д.
Перспективы алмазонасности юго-восточного
сектора Сибирской платформы по материалам
дистанционного зондирования 13

Serokurov Yu.N., Kalmykov V.D.
Prospects for the south-eastern sector of pipes oc-
currence of the Siberian platform based on remote
sensing

**Методы и методики прогноза, по-
исков, оценки и разведки место-
рождений****Exploration: techniques and me-
thods**

Миляев С.А., Чекваидзе В.Б., Кряжев С.Г.
Соотношения вторичных ореолов рассеяния и
ионо-потенциометрических аномалий на золо-
торудных месторождениях 18

Milyaev S.A., Chekvaidze V.B., Kryazhev S.G.
Combined secondary haloes and ion-potentiomet-
ric anomalies of the gold deposits

Строение рудных месторождений**Anatomy of ore deposits**

Конеев Р.И., Халматов Р.А.
Некоторые аспекты минералогии, геохимии и
генезиса руд месторождений золота Узбекистана 31

Koneev R.I., Khalmatov R.A.
Some aspects of the mineralogy, geochemistry,
and ore genesis of gold deposits in Uzbekistan

Рыжов О.Б.
О замещении кальцита кварцем на близповерх-
ностных золото-серебряных месторождениях
Магаданской области 38

Ryzhov O.B.
On replacement of calcite by quartz in epithermal
Au-Ag deposits, Magadan oblast

*Остапенко Л.А., Щегольков Ю.В., Двуречен-
ская С.С.*
Состав поверхности рудных минералов по дан-
ным электронной оже-спектроскопии и его влия-
ние на обогатимость окисленных серебро-сурь-
мяных руд месторождений Асгат и Кимпиче 46

*Ostapenko L.A., Shchegol'kov Yu.V., Dvurechen-
skaya S.S.*
Ore mineral surface chemistries using auger-elec-
tron spectroscopy (AES) data and their influence
on beneficiation of oxidized Ag-Sb ores of Asgat
and Kimpiche deposits

Гусейнов Г.С.
Типоморфные особенности самородного золота
Кедабекского золото-медноколчеданного место-
рождения, Азербайджан 57

Guseynov G.S.
Typomorphic features of native gold from Keda-
bek Au-Cu massive sulfide deposit, Azerbaijan

Дискуссии**Discussions**

*Иванов Е.И., Кузнецов Г.П., Ваганов В.И., Щер-
бакова Т.Е., Колесникова Т.И.*
Туффизиты Башкирии — вещественный состав
и проблемы генезиса 61

*Ivanov E.I., Kuznetsov G.P., Vaganov V.I., Shcher-
bakova T.E., Kolesnikova T.I.*
Bashkortostan's tuffizites — composition and
petrological problems

Новости и информация**News, information**

Материалы XXXIV сессии Международного
геологического конгресса

73

Materials of 34th IGC

Поздравляем с юбилеем**Our congratulations**

А.А.Черемисина, А.Л.Галямова

86

A.A.Chеремisin, A.L.Galyamov



РЕНИЙ В УЛЬТРАМАФИТОВЫХ КОМПЛЕКСАХ СИБИРИ

А.И.Чернышов (Томский государственный университет), А.Ф.Коробейников (Томский политехнический университет), А.Н.Юричев (Томский государственный университет)

Рассматривается распределение рения в ультрамафитовых комплексах Сибирского региона по данным инверсионно-вольтамперометрического метода исследования. Обсуждаются особенности его локализации в различных структурно-деформационных типах ультрамафитов. Выявлены значительные концентрации рения в ультрамафитовых включениях из кимберлитов.

Ключевые слова: рений, магматические комплексы, ультрамафиты, метаморфизм.

Чернышов Алексей Иванович, aich@ggf.tsu.ru, Коробейников Александр Феопенович, raya@tpu.ru, Юричев Алексей Николаевич, juratur@sibmail.com

RHENIUM IN ULTRAMAFIC COMPLEXES OF SIBERIA

A.I.Chernyshov, A.F.Korobeynikov, A.N.Yurichev

The results of the distribution of rhenium in ultramafic complexes of the Siberian region, obtained by inversion-voltammetric method, are considered. The features of its localization in various structural deformational types of ultramafic rocks are discussed. Was revealed significant accumulation of rhenium in ultramafic inclusions from kimberlites.

Key words: rhenium, magmatic complexes, ultramafites, metamorphism.

Рений (Re) весьма востребованный элемент в современной промышленности, особенно он необходим в высоких технологиях [1, 2]. Однако пока не выявлено самостоятельных крупных рудных объектов этого элемента, и его извлекают как попутный компонент при переработке преимущественно медных, молибденовых, урановых и других руд. Основной сырьевой базой Re служат медно-сульфидные, молибденовые, реже шунгитовые залежи, урановое сырье, фумарольные образования современных и древних вулканов. Поэтому геохимические и металлогенические прогнозно-поисковые исследования в настоящее время направлены преимущественно на выяснение геолого-генетических, формационных и иных причин накопления Re в различных продуктах геологических процессов. Но таких исследований выполняется пока недостаточно.

Коллективом геолого-аналитического центра «Золото-платина» Томского политехнического университета проводятся работы по выяснению распределения Re в горных породах, рудах, минералах золоторудных, медно-молибден-порфировых, колчеданно-полиметаллических, скарново-магнетитовых, золото-сульфидных черносланцевых месторождений Сибири, Монголии, Казахстана, Урала [6, 11]. Его повышенные концентрации обнаружены не только в традиционных медно-молибден-сульфидных образованиях гранитоидных интрузий, но и в

глубинных ультрамафит-мафитовых магматитах, особенно во включениях метасоматически преобразованных их разностей в кимберлитовых телах. Здесь концентрации Re достигают 6,8 г/т, т.е. приобретают промышленное значение.

Расширение числа объектов для геохимических исследований на Re потребовало специальной разработки высокочувствительного метода анализа природного вещества на данный элемент. Была разработана новая методика инверсионно-вольтамперометрического анализа проб горных пород и минералов на Re [1, 13, 14]. Основная цель проводимых геолого-геохимических исследований — установление закономерностей фонового и аномального распределения Re в ультрамафитах и ассоциирующих с ними породах, а также выяснение его поведения при автometасоматических верхнемантийных и внутрикоровых гидротермальных процессах. Объектами исследования на Re были ультрамафиты различных формационных типов и тесно ассоциирующие с ними породы — ультрамафиты офиолитовых, щелочно-ультраосновных, дифференцированных мафит-ультрамафитовых и субвулканических комплексов. На основе разработанного метода определения Re в природных образованиях получены новые данные по фоновому и аномальному распределению элемента в различных ультрамафитовых комплексах Сибири.

Массивы офиолитовых комплексов (Оспинский, Парамский, Шаманский, Калнинский) представляют собой крупные пластинообразные будинированные тела — реститы, сложенные метаморфическими перидотитами. В процессе эволюции на уровнях верхняя мантия — земная кора они претерпели пластические деформации и имеют сложное внутреннее строение. Анализ распределения и иерархического развития структурных элементов в породах позволяет выявить последовательность образования складчатых и линейных структур пластического течения [9, 15].

Ультрамафиты офиолитовых комплексов это преимущественно метаморфические, реже кумулятивные образования. Метаморфические дуниты и гарцбургиты характеризуются значительным разнообразием деформационных микроструктур оливина, отражающих степень пластических деформаций пород и объединяемых в семь последовательно образовавшихся главных типов — протогранулярный, мезогранулярный, порфиорокластовый, порфиroleйстовый, мозаичный, мозаично-лейстовый [16]. Переход от одного типа микроструктур к другому определяется по возрастанию роли признаков пластических деформаций (полос излома, неоднородности погасания, степени ориентации зерен) и увеличению роли рекристаллизованных индивидов оливина. При анализе пространственного распределения деформационных типов микроструктур оливина в массивах от центра к периферии отмечается общая тенденция уменьшения размера зерен в породах, подчеркивающая динамометаморфическую зональность. В процессе пластических деформаций пород изменяется химический состав оливина и хромшпинелида. Направленность изменения состава минералов зависит от термодинамических условий их метаморфогенного преобразования, которые определяют доминирующие механизмы пластического деформирования.

В Калнинском массиве с нетрадиционным платино-палладиевым типом оруденения [12] пластически деформированные дуниты и гарцбургиты претерпели вторичную рекристаллизацию отжига с образованием грубозернистых и пегматоидных структур, очевидно, под воздействием глубинного теплового потока. В свою очередь, пегматоидные разности дунитов и гарцбургитов в тектонически активных зонах также подвергались пластическим деформациям с образованием порфиорокластовых структур.

Серпентиниты в изученных ультрамафитовых массивах офиолитовых комплексов широко распространены, среди них выделяются аподунитовые и апогарцбургитовые разности. По соотношению

главных породообразующих минералов — лизардита, хризотила и антигорита — различаются многочисленные разновидности серпентинитов. Преобладают серпентиниты антигоритового состава.

Оливиниты и серпентин-оливиновые ультрамаморфиты (продукты дегидратации серпентинитов) образуются при прогрессивном метаморфизме в результате разогрева эндоконтактных частей массивов вдоль тектонически активных зон. Они характеризуются наличием регенерированного оливина с низкой железистостью, в котором отсутствуют следы пластических деформаций.

Ультрамафиты кумулятивной серии офиолитовых комплексов представлены породами верлит-клинопироксенитовой ассоциации. Эти породы также подвергались пластическим деформациям, что фиксируется по неоднородному погасанию минералов, полосам излома и признакам синтекtonической рекристаллизации.

Массивы щелочно-ультраосновных комплексов (Инаглинский, Гулинский). В отличие от ультрамафитовых массивов офиолитовых комплексов внутренняя структура ультрамафитов в них сформировалась в более стабильной тектонической обстановке. Структурные элементы в этих массивах имеют гетерогенную природу, они обусловлены последовательным проявлением динамометаморфических процессов [15]. Образовавшаяся на доконсолидационном этапе протоматическая структура сохраняется в гипабиссальных массивах (Гулинский) и практически полностью уничтожена в последующий синконсолидационный этап в более глубоких (Инаглинский). В результате субвертикального перемещения ультрамафитов в твердопластичном состоянии сформировалась купольная структура, осложненная серией конических складок. На эпиконсолидационном этапе в условиях горизонтального сжатия купольная структура сдавливалась. В зонах максимальных тектонических напряжений в ультрамафитах развились вторичная уплотненность и линейность оливина, пространственное распределение которых фиксируется в субвертикальной конической структуре. Эпиконсолидационный этап завершается хрупкими деформациями, наследующими структурные планы предыдущих этапов.

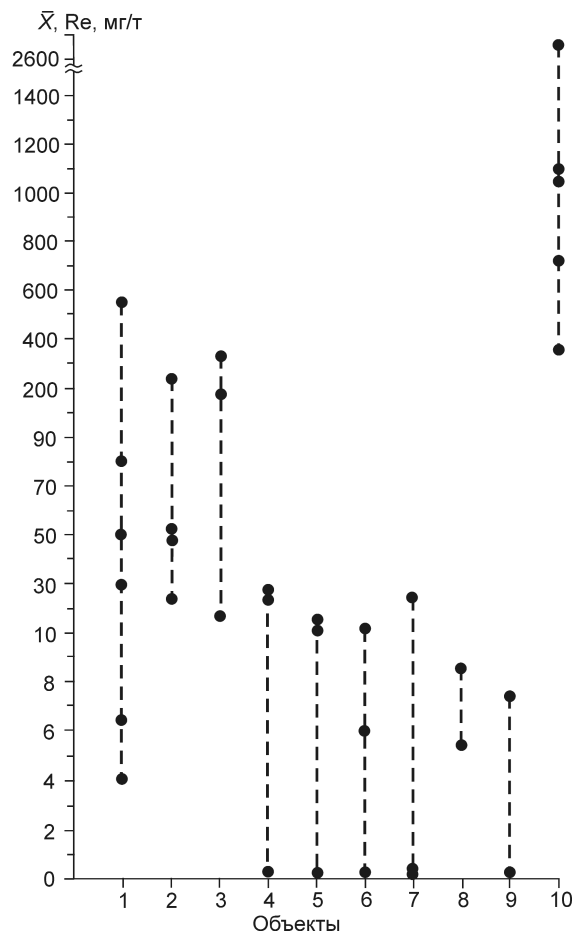
В ультрамафитах Гулинского массива установлены протоматические и деформационные микроструктуры оливина. Последние объединены в три типа — протогранулярный, порфиорокластовый и мозаичный. Деформационные микроструктуры оливина в дунитах массива близки к микроструктурам в метаморфических ультрамафитах из офиолитовых комплексов.

Ультрамафиты Инаглинского массива — метаморфогенные дуниты — отличаются от ультрамафитов Гулинского большим разнообразием деформационных микроструктур и отсутствием магматогенных. Микроструктуры подразделены на пластически деформированные (протогранулярный, пегматоидно-порфирикластовый, мезогранулярный, порфирикластовый, мозаичный) и образовавшиеся при вторичной рекристаллизации отжига (пегматоидный, лейстовый, мозаично-лейстовый, идиобластовый) типы. В обоих массивах по дунитам часто образуются серпентиниты.

Массивы дифференцированных мафит-ультрамафитовых комплексов. Талажинский расслоенный массив располагается в северо-западной части Канской глыбы, в плане имеет округлую форму (6×7,5 км). Его гипотетический разрез включает четыре мегаритма переслаивания снизу вверх дунитов, троктолитов и анортозитов (А.Н.Смагин, А.В.Ренжин, 2006 г.). По внутреннему строению массив сходен с расслоенным ультрамафит-мафитовым Йоко-Довыренским массивом в Северном Прибайкалье [4, 5].

Ультрамафиты и мафиты Талажинского массива представлены преимущественно троктолитами при подчиненной роли плагиодунитов. Оливиновые габбро и анортозиты имеют ограниченное распространение. Между ультрамафитами и габброидами отмечаются постепенные переходы. Породы формировались, по-видимому, в процессе непрерывной и последовательной кристаллизационной дифференциации в магматической камере в условиях спокойной тектонической обстановки.

Комплекс субвулканических ультрамафитовых массивов распространен в Идарском зеленокаменном поясе Канского блока и отнесен к кингашскому дунит-верлит-пикритовому комплексу [17]. Наиболее представительный массив этого комплекса — Кингашский, с которым связано крупное Cu-Ni-Pt месторождение [3]. Ультрамафиты слагают мелкие линзовидные тела размером до 3×0,7 км северо-западного простирания и конкордантны к структуре пород обрамления. Они состоят из магматических пород дунит-верлит-пикритовой ассоциации — дунитов, верлитов, их серпентинизированных разностей, а также разнообразных по составу метапикритов. Характерно наличие в них кумулятивных и бластопорфировых структур, свидетельствующих о гипабиссальных и субвулканических условиях их образования. Разнообразие петрографического состава ультрамафитов кингашского комплекса на исследуемой территории, вероятно, обусловлено высокой степенью дифференцированности исходных магматических



Распределение средних содержаний Re в ультрамафитах и ассоциирующих с ними породах Сибирского региона, мг/т:

массивы (снизу вверх): 1 — Оспинский (клинопироксениты, верлиты, гарцбургиты, дуниты, габбро, серпентиниты с сульфидами), 2 — Калнинский (хромититы, дуниты, гарцбургиты, дуниты пегматоидные), 3 — Кызыр-Бурлюкский (верлиты, дуниты пегматоидные, габбро), 4 — Шаманский (регенерированные серпентин-оливиновые породы, дуниты, гарцбургиты), 5 — Парамский (хромититы, дуниты, гарцбургиты), 6 — Инаглинский (клинопироксениты, дуниты, метасоматиты), 7 — Гулинский (меймечиты, дуниты метаморфогенные, дуниты магматические); 8 — кингашский субвулканический комплекс: ультрамафиты, габброиды; 9 — талажинский расслоенный комплекс: ультрамафиты, габброиды; 10 — ультраосновные включения в кимберлитах: гарцбургиты, дуниты, лерцолиты, вебстериты, эклогиты

расплавов пикритового состава и глубиной их кристаллизации.

Ультраосновные включения из кимберлитов представлены дунитами, гарцбургитами, лерцолитами, вебстеритами, а также эклогитами, которые нередко метасоматически изменены глубинными флюидами, обогащенными щелочами, титаном и

ниобием [10]. Наличие таких включений в кимберлитах, по мнению О.Б.Олейникова, указывает на масштабность метасоматических процессов в области зарождения кимберлитовых расплавов. Более ранние исследования зональных гранатов в перидотитовых включениях из кимберлитовых трубок Сибирской платформы также говорят о проявлении глубинного метасоматоза в верхней мантии [8].

Распределения Re в породах ультраосновных массивов Сибирского региона (таблица, рисунок). *Офиолитовые комплексы.* Ультрамафиты офиолитовых комплексов изучались на примере Оспинского массива (Восточно-Саянский офиолитовый пояс), Калнинского и Кызыр-Бурлюкского (Куртушибинский офиолитовый пояс), Парамского и Шаманского (соответственно Северо- и Южно-Муйский офиолитовые пояса).

В Оспинском массиве распределение Re анализировалось в пластически деформированных дунитах и гарцбургитах, а также в хромититах, серпентинитах, регенерированных оливин-серпентиновых породах, верлитах, клинопироксенитах и ассоциирующих габброидах.

В гарцбургитах (наименее деплетированных ультрамафитах) среднее содержание Re 29,7 мг/т, в дунитах (наиболее деплетированных образованиях) его концентрации в среднем 49,4 мг/т. Отмечаются заметные вариации содержаний элемента в зависимости от степени пластического деформирования пород. Исходные дуниты с протогранулярной структурой несут повышенные концентрации Re ~77,3 мг/т, а протогранулярные гарцбургиты — ~25 мг/т. Минимальные концентрации Re фиксируются в пластически деформированных дунитах и гарцбургитах с наиболее упорядоченной мезогранулярной структурой (~8 и 4 мг/т соответственно). В синтетонически рекристаллизованных ультрамафитах (с порфирокластовой, порфиroleйстовой и мозаично-лейстовой структурами) наблюдаются значительные вариации содержаний Re, иногда с аномально высокими концентрациями (~2–81 в дунитах и 4–167 мг/т в гарцбургитах). Это, очевидно, обусловлено перераспределением элемента в процессе пластического течения при высоких температурах и скорости деформации. В хромититах среди дунитов содержания варьируют от минимальных 3 мг/т до аномальных 117 мг/т.

В серпентинитах массива, образовавшихся на месте дунитов и гарцбургитов в результате наложенного низкотемпературного метасоматоза, выявляются аномально высокие концентрации Re (~547 мг/т). В серпентин-оливиновых породах, сформировавшихся на месте серпентинитов в процессе прогрессивного метаморфизма в тектонически

активных зонах, содержание Re в среднем 61 мг/т, т.е. близкое к дунитам.

Верлиты и клинопироксениты, являющиеся продуктами высокотемпературного метасоматоза, отличаются минимальными содержаниями Re (~6,5 и 4 мг/т соответственно). В габброидах, ассоциирующих с ультрамафитами, концентрации Re от 44 до 116 мг/т.

В пластически деформированных гарцбургитах, дунитах и ортопироксенитах Калнинского массива с порфирокластовыми структурами среднее содержание Re составляет 53,5, 48 и 46 мг/т соответственно и оказывается близким к таковому в аналогичных ультрамафитах Оспинского массива. Грубозернистые дуниты Калнинского и Кызыр-Бурлюкского массивов, претерпевшие высокотемпературную рекристаллизацию отжига, отличаются от пластически деформированных аномально высокими содержаниями Re (от 94 до 383 мг/т при среднем 221 мг/т). В хромититах содержание Re примерно в два раза меньше (23 мг/т), чем во вмещающих пластически деформированных дунитах.

В верлитах содержание Re низкое 4–6 мг/т, как в аналогичных породах Оспинского массива. Встречающиеся более высокие содержания до 32 мг/т, очевидно, связаны с незначительной степенью клинопироксенизации. Ассоциирующие с ультрамафитами габброиды характеризуются аномально высокими содержаниями Re до 314 мг/т.

Шаманский массив сложен, преимущественно, пластически деформированными в различной степени дунитами и гарцбургитами, для которых выявляются примерно равные средние содержания Re (23,7 и 25,2 мг/т соответственно), при этом в них устанавливаются значительные вариации элемента (от 0,6 до 60 мг/т). Тенденция изменения содержаний Re в процессе пластических деформаций ультрамафитов аналогична выявленной для ультрамафитов Оспинского массива. Повышенные содержания до 60 и 36 мг/т свойственны дунитам и гарцбургитам с протогранулярной структурой. В синтетонически рекристаллизованных дунитах и гарцбургитах распределение элемента неравномерное. Регенерированные оливин-серпентиновые породы в отличие от аналогичных пород Оспинского массива характеризуются низкими содержаниями элемента (~2,9 мг/т).

Парамский массив также имеет преимущественно дунит-гарцбургитовый состав. Породы в различной степени пластически деформированы и отличаются от ультрамафитов Шаманского массива заметно меньшими концентрациями Re. При средних содержаниях в дунитах ~10,6 мг/т и гарцбургитах ~16,1 мг/т, вариации его содержаний состав-

ляют от 2 до 45 мг/т. В них слабо проявляется тенденция к изменению содержаний Re в процессе пластического деформирования пород. Серпентиниты отличаются довольно низким содержанием Re ~5,6 мг/т, а в оливин-серпентиновых породах оно незначительно возрастает (~14,8 мг/т). В хромититах массива в отличие от предыдущих концентраций элемента минимальны (1,8 мг/т).

Щелочно-ультраосновные комплексы. В Инаглинском массиве доминируют дуниты с разнообразными деформационными микроструктурами при подчиненной роли щелочных пород и сопровождающих их метасоматитов. Для всех дунитов с различными структурными типами устанавливаются низкие содержания Re (~5,7 мг/т), при этом вариации элемента незначительные и составляют от 0,4 до 18,7 мг/т. Лишь в единичных образцах его концентрации заметно возрастают до 36,4 мг/т. В клинопироксенизированных дунитах содержания Re очень низкие (~2,6 мг/т), сопоставимые с близкими породами офиолитовых комплексов. В щелочных метасоматитах отмечается тенденция к возрастанию концентраций Re по отношению к дунитам, при среднем ~12,2 мг/т, вариации составляют от 4,6 до 34 мг/т.

В Гулинском массиве Re определялся в магматических дунитах с кумулятивной структурой и пластически деформированных дунитах с метаморфогенными структурами, а также в верлитах и меймечитах. Магматические дуниты отличаются несколько повышенными концентрациями Re (25,1 мг/т) по сравнению с пластически деформированными (не более 5 мг/т). В ультраосновных вулканитах (меймечитах) содержание Re минимальное 1,6 мг/т, в верлитах в среднем — 2,5 мг/т. Оно сопоставимо с содержанием в аналогичных породах других формационных типов.

Дифференцированные мафит-ультрамафитовые комплексы. В Талажинском расслоенном массиве плагиодуниты и образовавшиеся по ним серпентиниты характеризуются низкими концентрациями Re, обычно <2 мг/т, иногда до 5,3 мг/т, при средних 2 мг/т. В троктолитах содержания Re от 0,5 до 12,2 мг/т. В габбро они несколько повышены по сравнению с другими породами и составляют 13,9 мг/т, а в анортозитах в среднем 5,5 мг/т.

Комплекс субвулканических ультрамафитовых массивов. В составе этого комплекса изучались породы из различных мелких массивов северо-западной части Канского блока, которые представлены дунитами, серпентинитами, апоперидотитовыми метасоматитами, пикритами, а также тесно ассоциирующими с ними габброидами и амфиболитами. В дунитах, аподунитовых серпентинитах, апо-

перидотитовых метасоматитах концентрации Re низкие (2,7, 6,7, 0,6–7,9 мг/т соответственно). В пикритах они неоднородны от 0,2 до 16,8 мг/т, в среднем 4,8 мг/т, как и в ассоциирующих габбро и амфиболитах — от 2,2 до 11 мг/т, в среднем 7,4 мг/т.

Ультраосновные включения из кимберлитов. Характеризуются значительными вариациями концентраций Re вплоть до «ураганных», что значительно отличает их от ультрамафитов других комплексов. Минимальные содержания Re устанавливаются в гарцбургитах и дунитах (200 мг/т), максимальные преобладают в дунитах, средние — 368 и 724 мг/т соответственно. В лерцолитах и вебстеритах минимальные и максимальные содержания Re возрастают, их средние концентрации 1031 и 1093 мг/т соответственно. Эклогиты отличаются максимальными вариациями концентраций Re от 354 до «ураганных» 6803 мг/т, при средних значениях 2620 мг/т.

Особенности распределения рения в ультрамафитах заключаются в следующем.

Ультрамафиты офиолитовых комплексов складчатых поясов Сибири характеризуются неоднородным распределением Re от пониженных до умеренных и высоких концентраций в изученных массивах Западного, Восточного Саяна и Северо-Восточного Прибайкалья. Средние содержания элемента в дунитах, гарцбургитах с разными деформационными структурами составили от 2,1 до 235 мг/т (см. таблицу, рисунок). При этом умеренными и высокими содержаниями элемента до 383 мг/т отличаются дуниты и гарцбургиты Калнинского, Кызыл-Бурлюкского и Оспинского массивов. Умеренные и низкие концентрации Re наблюдаются в дунитах и гарцбургитах Парамского и Шаманского массивов. Мелкие тела хромититов в изученных массивах характеризуются значительными вариациями элемента от низких 1,8 мг/т в Парамском до повышенных 117 мг/т в Оспинском (см. таблицу).

В офиолитовых комплексах выделяются два типа серпентинитов: с низкими (3,4–7,5 мг/т) и высокими (525–547 мг/т) концентрациями Re (см. таблицу). Высокими содержаниями Re отличаются сульфидизированные разности серпентинитов Оспинского массива. В серпентинитах других изученных массивов содержание Re убогое, обычно <10 мг/т. Очевидно, происходит существенный вынос этого элемента при низкотемпературных процессах серпентинизации ультрамафитов и эта тенденция, вероятно, нарушается при появлении в породах наложенной сульфидной минерализации. Прогрессивный метаморфизм серпентинитов сопровождался образованием регенерированных серпентин-оливиновых ультраметаморфитов с содержаниями

**Распределение рения в ультрамифитах различных формационных типов
и ассоциирующих с ними породах из разных регионов Сибири, мг/т**

Породы, место отбора проб	Число проб	Содержание Re		
		от	до	среднее
1	2	3	4	5
<i>Оспинский массив Восточно-Саянского офиолитового пояса</i>				
Дуниты протогранулярные	3	56	90	77,3
То же, мезогранулярные	2	1	15	8,0
« порфирокластовые	2	40	71	55,5
« порфиroleйстовые	2	2	81	41,5
« мозаично-лейстовые	1	-	52	52,0
Гарцбургиты протогранулярные	1	-	25	25,0
То же, мезогранулярные	3	3	5	4,0
« порфирокластовые	1	-	4	4,0
« порфиroleйстовые	2	12	167	89,5
« мозаично-лейстовые	2	13	34	23,5
Серпентиниты с сульфидами	2	525	569	547
Регенерированные оливин-серпентиновые породы	2	57	65	61,0
Верлиты	2	3	10	6,5
Клинопироксениты	2	4	4	4,0
Хромититы	2	3	117	60
Габбро	2	44	116	80,0
<i>Калнинский массив Куртушибинского офиолитового пояса (Западный Саян)</i>				
Дуниты	3	40	55	48,0
То же, пегматоидные	3	94	383	235,0
Гарцбургиты	2	40	67	53,5
Ортопироксениты	1	-	46	46,0
Хромититы	1	-	23	23,0
<i>Кызыр-Бурлюкский массив Куртушибинского офиолитового пояса (Западный Саян)</i>				
Дуниты пегматоидные	1	-	179	179,0
Верлиты	3	4	32	14,0
Габбро	1	-	314	314
<i>Шаманский массив Южно-Муйского офиолитового пояса (Прибайкалье)</i>				
Дуниты протогранулярные	2	36,5	60	48,3
То же, порфирокластовые	3	0,6	1,1	0,9
« лейстовые	1	-	5	5,0
« мозаичные	2	28,5	57	42,8
Гарцбургиты протогранулярные	4	4,2	36,0	19,5
То же, порфирокластовые	2	2,0	56,2	29,1
« лейстовые	3	16,5	38	30,2
Регенерированные оливин-серпентиновые породы	2	2,4	3,4	2,9
<i>Парамский массив Северо-Муйского офиолитового пояса (Прибайкалье)</i>				
Дуниты протогранулярные	3	3,1	18,5	11,7
То же, мезогранулярные	3	2,6	6,0	3,9
« порфирокластовые	4	3,8	34,6	14,7
« лейстовые	1	-	21	21,0
« мозаичные	3	2,8	16	7,3
Гарцбургиты протогранулярные	1	-	2	2,0
То же, мезогранулярные	3	4,9	45,5	19,0
« порфирокластовые	1	-	3,8	3,8
« лейстовые	1	-	5,6	5,6
« мозаичные	1	-	44,5	44,5
Серпентиниты	3	1,9	10,3	5,6
Регенерированные оливин-серпентиновые породы	5	3,5	36,0	14,8
Хромититы	1	-	1,8	1,8

Re, близкими к таковым в исходных дунитах и гарцбургитах. Судя по этим данным, процессы серпентинизации и последующей десерпентинизации в ульт-

до 4 и 8 мг/т соответственно. В рекристаллизованных ультрамифитах с порфирокластовой, порфиroleйстовой и мозаично-лейстовой структурами уста-

рамафитах способствовали незначительному перераспределению Re с сохранением его баланса в возникавших минеральных ассоциациях.

Верлиты и клинопироксениты, представляющие кумулятивную серию офиолитовых комплексов, отличаются очень низкими содержаниями Re, обычно <10 мг/т. При этом в ассоциирующих с ультрамифитами габброидах они выше — до 116 и 314 мг/т Re в Оспинском и Кызыл-Бурлюкском массивах соответственно.

Специальное изучение распределения Re в различных структурно-деформационных типах ультрамифитов офиолитовых комплексов свидетельствует о существенном перераспределении элемента в процессе пластического деформирования пород. Особенно наглядно эта тенденция проявилась в Оспинском массиве Восточного Саяна. В исходных наименее деформированных протогранулярных дунитах среднее содержание Re составляет 77 мг/т, а в наиболее пластически деформированных дунитах, гарцбургитах с наиболее упорядоченной структурой его содержания уменьшаются

новлены наиболее значительные вариации содержания элемента от 2 до 167 мг/т, обусловленные крайне неравномерным его перераспределением в процессе неоднородных пластических деформаций.

В щелочно-ультраосновном Инаглинском массиве в преобладающих дунитах содержания Re низкие ~5,7 мг/т при незначительных вариациях в породах с различными деформационными микроструктурами. В ассоциирующих с дунитами щелочных метасоматитах его концентрации низкие и имеют слабую тенденцию к увеличению. Это, вероятно, свидетельствует о нейтральном балансе элемента в процессе перераспределения вещества при метасоматозе. В магматических дунитах Гулинского массива концентрации Re более высокие 25,1 мг/т по сравнению с эффузивными аналогами — меймечитами, в которых содержание элемента минимальное 1,6 мг/т. Пластические деформации способствуют уменьшению концентраций Re до 1,3 мг/т.

Субвулканические и магматические дифференцированные ультрамафитовые и мафит-ультрамафитовые комплексы Канского блока Восточного Саяна отличаются низкими содержаниями Re и его незначительными вариациями в различных породах.

При изучении геохимии Re в ультрамафитовых включениях из кимберлитов Сибирской платформы выявлены высокие содержания Re вплоть до «ураганных» 6803 мг/т. По-видимому, области зарожде-

Продолжение таблицы

1	2	3	4	5
<i>Инаглинский массив щелочно-ультраосновного комплекса (Алдан)</i>				
Дуниты протогранулярные	4	1,4	7,8	3,3
То же, пегматоидно-порфирокластовые	8	1,0	24,3	6,8
« мезогранулярные	1	-	0,9	0,9
« порфирокластовые	3	2,7	13,9	7,5
« лейстовые	3	1,7	15,7	10,4
« мозаично-лейстовые	8	1,3	6,0	3,1
« мозаичные	7	1,4	36,4	6,9
« идиобластовые	5	1,7	18,7	8,3
Пироксеновые дуниты порфирокластовые	3	0,5	4,3	2,6
Верлиты порфирокластовые	1	-	3,1	3,1
Клинопироксениты порфирокластовые	1	-	2,1	2,1
Метасоматиты	11	4,6	34,0	12,2
<i>Гулинский массив щелочно-ультраосновного комплекса (Сибирская платформа)</i>				
Дуниты магматические	1	-	25,1	25,1
То же, протогранулярные	2	0,3	3,6	2,0
« мезогранулярные	1	-	1,3	1,3
« порфиробластовые	1	-	5,4	5,4
Меймечиты	1	-	1,6	1,6
Верлиты	3	2,4	2,6	2,5
<i>Кингайский субвулканический дунит-верлит-пикритовый комплекс Канской глыбы (Восточный Саян)</i>				
Дуниты	2	2,7	6,7	4,7
Перидотиты, метасоматически измененные	2	0,6	7,9	4,2
Пикриты	10	0,2	16,8	6,1
Габбро	1	-	8,7	8,7
Амфиболиты	6	2,2	11,0	7,2
<i>Талажинский расслоенный плагиодунит-троктолит-габбро-анортозитовый комплекс Канской глыбы (Восточный Саян)</i>				
Плагиодуниты	2	0,7	5,3	3,0
Сerpентиниты	3	0,8	1,7	1,4
Троктолиты	2	0,4	12,2	6,3
Габбро оливиновые	1	-	13,9	13,9
Анортозиты	2	3,5	7,4	5,5
<i>Ультраосновные включения из кимберлитов (Якутия)</i>				
Дуниты	4	200	1300	724
Гарцбургиты	2	200	536	368
Лерцолиты	4	543	3163	1031
Вебстериты	4	418	2008	1093
Эклогиты	5	354	6803	2620

Примечание. Анализы выполнены методом инверсионной вольтамперометрии Л.Г.Гольц, Э.В.Горчаковым, Т.С.Глызиной, З.С.Михайловой в лаборатории геолого-аналитического центра «Золото-платина» ТПУ (г. Томск).

ния кимберлитового магматизма сопровождалось процессами высокотемпературного метасоматического преобразования, способствующими перераспределению, выносу и накоплению Re в исходных мантийных ультрамафитах. Возможно, что установленный нами геохимический феномен окажется важным свидетельством становления глубинно-мантийных металлоносных систем, благоприятных для формирования в земной коре крупных редкометальных месторождений типа Томгора [7].

Итак, выявлены преимущественно пониженные и умеренные фоновые содержания Re 2,1–

60 мг/т в относительно неизменных дунитах, гарцбургитах офиолитовых комплексов. В грубо-зернистых разностях дунитов концентрации Re достигают 179–314 мг/т. Изучение распределения Re в различных структурно-деформационных типах дунитов, гарцбургитов, перидотитов и их преобразованных разностях показало уменьшение содержания элемента в последовательно деформированных образованиях. В исходных дунитах с протогранулярной структурой фоновые содержания Re 48–77 мг/т, в деформированных их разностях с наиболее упорядоченной мезогранулярной структурой они снижаются до 4–8 мг/т. Неоднородность распределения Re в пластически деформированных ультрамафитах, очевидно, обусловлена деформационными явлениями разного масштаба и интенсивности. Автометасоматические низкотемпературные процессы серпентинизации ультрамафитов обеспечивали интенсивное перераспределение и вынос Re из исходных пород с формированием убогорениеносных образований, содержащих до 3,4 и 7,5 мг/т Re. Аномально повышенные концентрации элемента возникали при наложении сульфидной фазы в серпентинитах, что связано с рудно-метасоматическими процессами. Высокотемпературная оливинизация серпентинитов обеспечивала лишь фоновое распределение Re в возникавших оливин-серпентинитовых породах до 10–71 мг/т.

Выявлены значительные накопления Re во включениях ультрамафитов и эклогитов из кимберлитов, которые, по-видимому, подвергались глубинному высокотемпературному внутримантийному метасоматизму. Появление таких повышенных концентраций в метасоматически преобразованных внутримантийными процессами ультрамафитах и эклогитах представляет весьма важный аспект эндогенной геохимии редких элементов.

Приведенные материалы свидетельствуют о возможном участии высокотемпературных метасоматизирующих флюидов глубинных систем в формировании редкометальных месторождений как в офиолитовых поясах, так и в щелочно-ультрамафитовых комплексах земной коры [10].

Работа выполнена при финансовой поддержке Минобрнауки РФ по гранту № 2.1.1/1008 «Геология и геохимия благородных и редких металлов: мантийно-коровые источники».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гольц Л.Г. Вольтамперометрическое определение рения в минеральном и техногенном сырье: Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. – Томск, 2006.
2. Иванов В.В. Экологическая геохимия элементов. Кн. 5. Редкие *d* – элементы. – М.: Экология, 1997.
3. Кингаиский мафит-ультрамафитовый массив: геологическое положение, внутреннее строение, вещественный состав и петроструктурный анализ ультрамафитов (Восточный Саян) / А.И.Чернышов, А.Д.Ножкин, С.И.Ступаков и др. // Платина России. Проблемы развития, оценки, воспроизводства и комплексного использования минерально-сырьевой базы платиновых металлов. М., 2004. Т. V. С. 152–175.
4. Кислов Е.В. Йоко-Довыренский расслоенный массив. – Улан-Удэ: БНЦ СО РАН, 1998.
5. Конников Э.Г. Дифференцированные гипербазит-базитовые комплексы докембрия Забайкалья. – Новосибирск: Наука, 1986.
6. Коробейников А.Ф. Мантийно-коровые рудообразующие системы комплексных месторождений благородных и редких металлов. – Томск: ТПУ, 2007.
7. Кравченко С.М., Беляев А.Ю., Покровский Б.Г. Геохимия и генезис массива Томтор (север Сибирской платформы) // Геохимия. 1992. № 8. С. 1094–1110.
8. Лазько Е.Е., Серенко В.В. Перидотиты с зональными гранатами из кимберлитов Якутии: свидетельство высокотемпературного глубинного метасоматоза и внутримантийного метасоматизма? // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 12. С. 41–53.
9. Леснов Ф.П., Чернышов А.И., Истомин В.Е. Геохимические свойства и типоморфизм оливинов из гетерогенных ультрамафитовых пород // Геохимия. 2005. № 4. С. 395–414.
10. Олейников О.Б. Глубинные метасоматические ассоциации в интрузивном кимберлите // Отечественная геология. 1998. № 6. С. 51–54.
11. Палант А.А., Трошкина И.Д., Чекарчев А.М. Металлургия рения. – М.: Наука, 2007.
12. Подлипский М.Ю., Кривенко А.П. Платино-палладиевый тип оруденения в хромитовых рудах гипербазитов Западного Саяна // ДАН. 2004. Т. 396. № 1. С. 98–101.
13. Пшеничкин А.Я., Коробейников А.Ф., Гольц Н.А., Колпакова Н.А. О нахождении рения в рудах золоторудных месторождений черносланцевых толщ // Благородные металлы Сибири и Дальнего Востока: рудообразующие системы месторождений комплексных и нетрадиционных типов руд. Иркутск, 2005. Т. 2. С. 34–37.
14. Пшеничкин А.Я., Коробейников А.Ф., Колпакова Н.А. О концентрации рения в рудах золоторудных месторождений черносланцевых толщ // Современные проблемы геологии и разведки полезных ископаемых. Томск, 2010. С. 516–520.
15. Чернышов А.И. Ультрамафиты (пластическое течение, структурная и петроструктурная неоднородность). – Томск: Чародей, 2001.
16. Чернышов А.И. Петроструктурная эволюция оливинов в ультрамафитах Парамского и Шаманского массивов (Байкало-Муйский офиолитовый пояс) // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 11. С. 1121–1132.
17. Чернышов А.И., Ножкин А.Д., Мишенина М.А. Петро-геохимическая типизация ультрамафитов Канского блока (Восточный Саян) // Геохимия. 2010. № 2. С. 126–150.

УДК 553.81.044 (571.56)

© Ю.Н.Серокуров, В.Д.Калмыков, 2013

ПЕРСПЕКТИВЫ АЛМАЗОНОСНОСТИ ЮГО-ВОСТОЧНОГО СЕКТОРА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ ПО МАТЕРИАЛАМ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

Ю.Н.Серокуров, В.Д.Калмыков (Институт Дистанционного прогноза руд, г. Москва)

Приведены результаты прогноза алмазности юго-восточного сектора Сибирской платформы на базе дистанционных моделей, разработанных при изучении эталонных площадей в России, Африке и Канаде.

Ключевые слова: дистанционный прогноз, Сибирская платформа, кимберлиты, алмазы, модели.
Серокуров Юрий Николаевич, jdpr@yandex.ru, Калмыков Виктор Дмитриевич

PROSPECTS FOR THE SOUTH-EASTERN SECTOR OF PIPES OCCURRENCE OF THE SIBERIAN PLATFORM BASED ON REMOTE SENSING

Yu.N.Serokurov, V.D.Kalmykov

Remote results of pipes occurrence prediction of the South-Eastern sector of the Siberian platform based on models developed while studying the reference area in Russia, Africa and Canada.

Key words: remote, Siberian platform, kimberlity, diamonds, model.

Большая часть коренных алмазных месторождений в кимберлитах Якутии обнаружена более 40 лет назад. Последние значимые открытия (трубки Нюрбенская и Ботуобинская) сделаны в 1994 г. Всего в пределах Сибирской платформы известны более тысячи кимберлитовых тел в виде трубок, даек и жил протерозойского, среднепалеозойского и мезозойского возрастов. Пространственно они расположены крайне неравномерно. Большинство выявленных кимберлитов находятся на северо-востоке платформы (Якутская алмазоносная провинция). Кристаллы алмазов присутствуют лишь в десяти процентах этих тел, а промышленные их содержания установлены только в двух десятках.

Динамика количества и структуры запасов алмазов в России по степени их разведанности приблизилась к критической, и для изменения негативной тенденции необходимо резкое усиление геолого-поисковых работ, которые способны привести к открытию месторождений, как в известных алмазоносных районах, так и на новых территориях. Для этого необходимы модернизация поисков, отказ от использования «сокращенной» схемы их проведения, которая предполагает равномерное опоскование территорий комплексом простых методов на наличие объектов с повышенным уровнем контрастности индикационных характеристик в благоприятных ландшафтно-геологических обстановках [3, 9]. В настоящее время поиски алмазных месторождений в России ведутся в сложных геолого-поисковых обстановках («закрытые» территории) по принципу «выделения территорий под лицензию». Какой-либо серьезной базы в виде современных карт прогноза алмазности не существует, и участки под лицен-

зирование выделяются на основании геологических данных, полученных более 20 лет назад, что ведет к необоснованному использованию средств на площадях, которые слабо обоснованы по степени их перспективности на обнаружение алмазных месторождений. Поскольку от прогноза до начала разработки месторождения проходит не менее 10–15 лет, работы по реализации прогнозных ресурсов следует резко усилить уже сейчас путем опережающего научно-методического обеспечения геологоразведочных работ и разработки новых высокоэффективных методов и методик их проведения на основе комплексного изучения эталонных полигонов.

Применение материалов дистанционного зондирования для решения подобных задач полностью вписывается в данную концепцию. Результаты их анализа позволяют сконцентрировать наземные поисковые работы на известных алмазоносных площадях в пределах участков с максимальным энергетическим потенциалом проявления глубинных процессов, а на новых территориях существенно снизить затраты при выделении благоприятных участков и проверке их рудоносного потенциала.

В предлагаемой работе демонстрируются результаты оценки перспектив алмазности юго-восточного сектора Сибирской платформы, современные границы которой в его пределах оформились в мезозое и кайнозое. Большую часть оцениваемой площади занимает Центральная якутская низменность — плоская, сильно заболоченная равнина с множеством термокарстовых озер и густой сетью речных долин. Растительность представлена лиственничной тайгой с участками березовых лесов и луговых степей. В Приленской части низменности

распространены эоловые формы рельефа (тукуланы). На юге территории расположено Алданское нагорье, где преобладают плоские междуречья, над которыми возвышаются отдельные гольцовые группы и короткие горные хребты высотой до 1400–2306 м. С севера и востока к платформе примыкают горные массивы Верхоянской складчатой области мезозойского периода.

Геолого-геофизическая изученность площади крайне слабая, существующие карты и схемы имеют низкую точность. Краткие выводы из анализа геологической литературы следующие:

юго-восточный блок Сибирской платформы консолидирован в конце архея (2,6 млрд. лет) и к настоящему времени восточный его сегмент заполнен фанерозойскими осадочными толщами, а северный обнажен и относится к Алданскому щиту [10];

поверхность кристаллического фундамента полого погружается к северу и востоку от Алданского щита до глубин 5 км в Алдано-Майском и 8 км в Предверхоянском прогибах. О его составе и структуре в основном судят по результатам анализа гравитационного и магнитного полей;

к основным локальным аномалиеобразующим объектам, формирующим высокочастотную составляющую магнитного поля, относят диафориты амфиболовой фации раннего докембрия, раннедокембрийские магнетитсодержащие базит-ультрабазитовые комплексы, горизонты железистых кварцитов, меловые массивы щелочных пород, фанерозойские дайки основных пород, зоны максимальных тектонических напряжений. Мощность земной коры региона колеблется от 34 до 42 км [16];

формирование платформенного чехла началось в раннем протерозое, в венде образовался сплошной его покров. В настоящее время в составе чехла выделяют рифейский, вендско-кембрийский, девонский, среднекаменноугольно-среднетриасовый, познетриасово-меловой и кайнозойский комплексы отложений, общая мощность которых колеблется от десятков метров до 6–8 км. Четвертичные отложения различных генетических типов сосредоточены во впадинах и по долинам рек;

щелочные магматические комплексы различного состава и форм минералогической специализации известны в периферических частях оцениваемой площади. Это ультрабазиты семейства кимберлитов и кимберлитовидов, щелочные габброиды и базальтоиды на Алданском щите, лампроиты в составе Авпарканского дайкового поля лампрофировой формации в пределах Сетте-Дабана [4, 5]. В 2007 г. под покровом юрских отложений была вскрыта кимберлитовая трубка в центре региона в междуречье Манчары и Юрге [8].

Перспективы алмазоносности юго-восточного сектора Сибирской платформы в литературе освещались эпизодически. Впервые эта тема была затронута К.К.Левашовым в 1970 г. после находок геологами Аллах-Юньской комплексной экспедиции кристаллов алмазов в шлиховых пробах в Сетте-Дабане. Позднее она более подробно рассмотрена в работе И.И.Колодезникова с соавторами в 1996 г. [2]. При этом учитывались такие геологические предпосылки, как: приуроченность промышленных месторождений алмазов в кимберлитах и лампроитах к платформенным регионам с архейскими высокометаморфизованными породами в основании, а также к их складчатым обрамлениям; влияние на распределение месторождений региональных линейных структур (рифтовых зон древнего заложения), претерпевших неоднократную активизацию. По мнению авторов, регион благоприятен для выявления месторождений алмазов кимберлитового и лампроитового типа. В его основании залегают архейские высокометаморфизованные породы, и он рассекается Сетте-Дабанской среднепалеозойской рифтовой зоной, сопровождающейся комплексами ультраосновных щелочных пород и значительными базальтовыми извержениями.

Рассматривая в качестве определяющих факторов контроля кимберлитовых субпровинций плечевые части рифтов и авлакогенов как области дифференцированных блоковых движений, И.И.Божевольный, С.Д.Черный и др. в 1997 г. [1] выдвинули новые участки для поисков кимберлитовых полей в юго-восточном борту Патомско-Вилуйского авлакогена, где проявлены Чаро-Синская зона глубинных разломов и Алданская зона повышенной проницаемости.

В 2007 г. В.В.Стогний с соавторами [16] оценили алмазоносность Алданской антеклизы с учетом геолого-геофизических предпосылок, которые включали сведения о мощности земной коры, рельефе «свободной мантии» (градиентные зоны), интенсивности теплового потока. На основании анализа данных точечного сейсмического зондирования авторы сделали вывод о сходстве структур земной коры Батомского и алмазоносного Накынского (Западная Якутия) кратонов. В качестве благоприятных предпосылок ими рассмотрены подъем кровли кристаллического фундамента (Якутское поднятие) и сопутствующее ему опускание границы Мохоровичича (утолщение кристаллической коры), а также практически полное отсутствие выдержанных внутрикоровых границ и низкие значения теплового (от 40 до 20 мВт/м²) потока. Наиболее благоприятными областями продуктивного кимберлитового магматизма авторами считаются

северная и юго-западная части Батомского архейского кратона.

После открытия кимберлитовой трубки Мончара в 2008 г. опубликовано несколько работ В.М.Мишнина с соавторами, где обосновывается ее (а также прогнозируемого Хомпу-Майского кимберлитового поля) позиция в «тектонических рамках» разного масштаба — «кратон – межкратонный пояс» и «кольцевая структура – подводящий радиальный канал» [7, 8].

При оценке перспектив алмазонасности юго-восточного сектора Сибирской платформы нами используются дистанционные прогнозно-поисковые модели, разработанные при изучении эталонных объектов в России, Африке и Канаде [11–15]. Применялась технология, позволяющая по материалам анализа космических съемок визуализировать следы воздействия на земную кору подкоровых и внутрикоровых очаговых процессов, обеспечивающих пульсационное продвижение кимберлитовых магм к поверхности планеты. Она опирается на гипотезу о существовании вертикально направленных физико-химических и динамических воздействий перемещающихся мантийных масс на вмещающую среду в теле платформ [6, 11]. Участки воздействия мантийных масс на разных глубинах характеризуются наличием среды, отличающейся от окружающей по структурно-тектонической обстановке и вещественным преобразованиям пород. Это подтверждают геофизические исследования в пределах основных алмазонасных площадей России. Под такими участками отмечены повышение скоростей сейсмических волн на границе Мохоровичича, различного рода деформации (прогибы, поднятия, смещения) в ее поверхности. Кроме того, в рельефе кристаллического фундамента и в некоторых других внутрикоровых областях сейсмически зафиксированы положительные структуры. Наблюдаются специфические искажения гравитационного и магнитного полей, а также признаки воздействия в современных ландшафтах на поверхности хрупкой пластины земной коры. Это следы разновременных тектонических и энергетических коллизий в виде разломов и зон трещиноватости, тоновые и цветовые изменения отражающего поля в растительности и почвах.

Дистанционные материалы анализировались целенаправленно компьютерными и визуальными методами в целях выделения элементов, информативных в отношении признаков искомых процессов. В первом случае использовались специальные приемы, ориентированные на усиление определенной части содержащейся в снимках информации или извлечение только полезного сигнала из обще-

го информационного пространства (синтез, цветовое кодирование, разнообразные фильтрации, сегментации и т.д.). Визуальное дешифрирование предусматривало использование более сложных алгоритмов, позволяющих выделять комплексные образы искомых структур. Результаты обрабатывались качественными и количественными методами, а полученные данные сопоставлялись и ранжировались по степени проявленности.

На первом этапе работ оценена площадь более чем в 400 тыс. км², охватывающая всю юго-восточную часть платформы. Использовались дистанционные материалы малого разрешения (зональные фотопланы из снимков «Modis», цифровой рельеф GETOP030). Это позволило выявить фрагменты линейных и дуговых структур континентального и регионального рангов, пересекающих площадь полностью и в совокупности формирующих узлы максимальной проницаемости в нижних частях земной коры региона, а также определить позицию очагов подкоровой и нижнекоровой активизации, способных влиять на внутрикоровую миграцию мантийных магм.

Полученная информация отражена на специализированной космоструктурной схеме региона, а для прогнозных построений использованы три вида дистанционных прогнозных моделей ранга «район кимберлитового магматизма» — типовая, оптимальная и комплексная.

В типовой модели участвуют всего три равновесных признака: 1) площади над очагами активизации, расположенными в подошве земной коры и обеспечивающими мантийную энергетическую подпитку процесса продвижения кимберлитов к поверхности; 2) площади над очагами активизации в нижних частях земной коры в пределах первых; 3) участки максимальной проницаемости нижних частей земной коры, образованные узлами пересечения зон разломов континентального и регионального рангов. Установлено (рис. 1, а), что в оцениваемом регионе существуют предпосылки для формирования в земной коре 7–8 самостоятельных районов проявления мантийного (кимберлитового или близкого к нему по составу) магматизма, что подтверждается находками в пределах некоторых из них тел кимберлитов и лампроитов, а также продуктов их разрушения [2, 4, 5].

Оптимальная модель использована для дистанционной оценки продуктивного потенциала региона, так как создана на базе изучения алмазонасных эталонов. Для этого первый признак (площади над подкоровыми очагами активизации) оценен по таким параметрам, как размер структур на поверхности, морфологическая выраженность в рельефе и

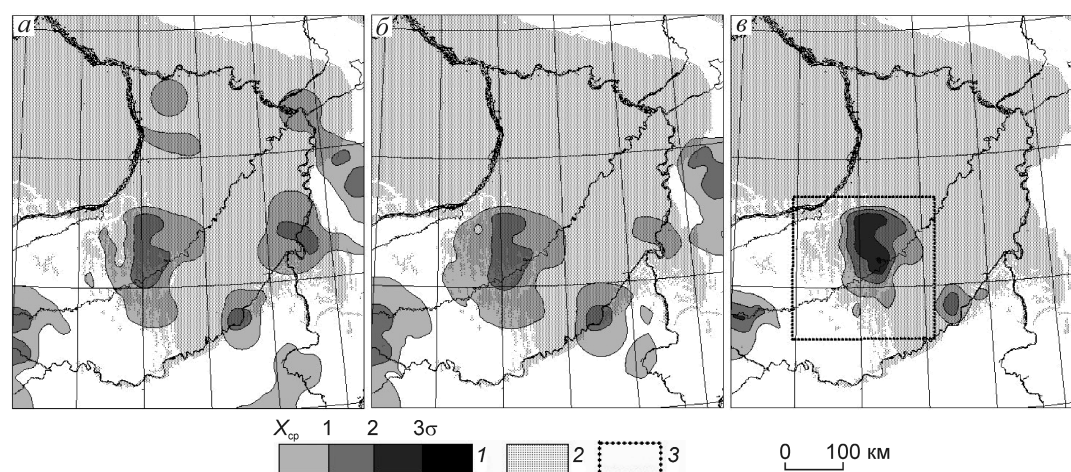


Рис. 1. Благоприятные участки для локализации «районов кимберлитового магматизма» в юго-восточном секторе Сибирской платформы по типовой (а), оптимальной (б) и комплексной (в) прогнозным моделям:

1 — аномалии присутствия благоприятных признаков; 2 — области распространения мезокайнозойских осадочных толщ; 3 — контур дистанционных работ второго этапа

ландшафтах, особенности внутреннего строения. Это позволило ранжировать выявленные структуры по степени их сходства с эталонами и сделать вывод о том, что ни одна из выделенных на площади структур не относится к первой группе сходства, но пять входят во вторую группу, а три — в третью. Итоговая прогнозная схема указывает на высокую (2σ) возможность локализации кимберлитов в пяти районах (см. рис. 1, б).

Комплексная прогнозная модель дополнена тремя благоприятными признаками, которые удалось определить при анализе геофизических полей

(спутниковое поле силы тяжести в редукции Фая, гравитационное поле в редукции Буге, наблюдаемое магнитное поле ΔT_a). Это стабильные блоки дорифейского фундамента (кратоны), локальные области разуплотнения и участки размагничивания земной коры. В результате данного прогноза (см. рис. 1, в) количество перспективных участков для выявления промышленно алмазоносных кимберлитов сократилось до трех. Для наиболее перспективной Майской аномалии в центре региона отмечено максимальное пространственное совпадение благоприятных признаков. Поскольку вероятное время

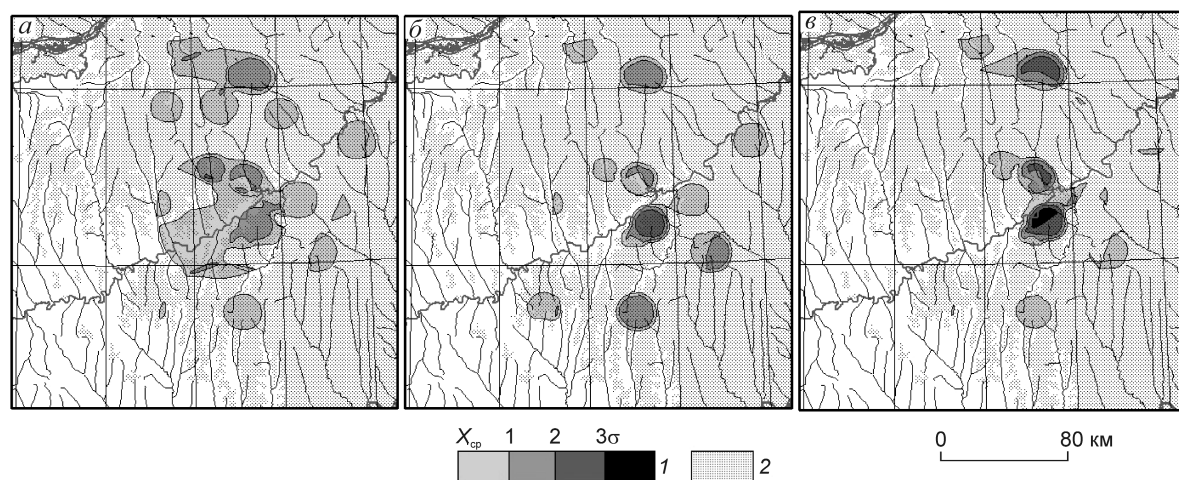


Рис. 2. Благоприятные участки для локализации «полей кимберлитового магматизма» в Майском районе по типовой (а), оптимальной (б) и комплексной (в) прогнозным моделям:

усл. обозн. см. рис. 1

формирования прогнозируемых кимберлитов в пределах аномалии — средний палеозой, большая часть благоприятной площади здесь закрыта чехлом мезокайнозойских осадочных пород мощностью от метров до десятков метров.

Второй этап дистанционных прогнозных работ выполнен на площади в 60 тыс. км², в контурах прогнозируемого Майского района кимберлитового магматизма. Их базой стали зональные фотопланы из космических снимков «Landsat+» с разрешением ~90 м/п и более. Основная цель работ — уточнение позиции ранее выделенных структур и выявление следов проявления в современных ландшафтах очагов среднекоровой активизации, способных контролировать «поля кимберлитового магматизма» в контурах прогнозируемого района.

Приемы анализа более детальной космической информации соответствуют принятой выше технологии, а полученные результаты отражены на космоструктурной схеме м-ба 1:200 000. Для прогнозных построений этого этапа также использовались три упомянутые дистанционные прогнозные модели ранга «поле кимберлитового магматизма», которые основывались на разном количестве и качестве информативных признаков (рис. 2). Это дало возможность последовательно сократить число и размеры перспективных участков, а в ряде случаев изменить их прогнозный потенциал. Хорошие перспективы для достижения кимберлитами палеозойской поверхности планеты по структурно-энергетическим данным в Майском районе имеют пять участков. Наибольшим алмазоносным потенциалом обладает лишь один в центральной части площади, где пространственно совпали как региональные, так и локальные благоприятные факторы.

Заметим, что использование еще более детальной дистанционной информации (оригинальные сцены космических съемок с разрешением 30–10 м) позволяет визуализировать энергетические очаги в верхних частях земной коры, которые способны контролировать «кусты кимберлитового магматизма». Такого рода работы экономически оправданны в пределах лицензированных под наземные поиски участков, размеры и контуры которых целесообразно соотносить с полученными ранее данными.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Божевольный И.И., Манаков А.В., Черный С.Д., Якутин В.Е.* Перспективы выявления новых кимберлитовых тел в юго-восточной части Якутской алмазоносной провинции // Геология, закономерности размещения, методы прогнозирования и поисков месторождений алмазов. Мирный, 1998. С. 235–237.
2. *Геология и перспективы алмазоносности юго-восточной окраины Сибирской платформы и Сетте-Дабана / И.И. Колодезников, К.К. Левашов, В.К. Маршинцев и др.* — М.: Недра, 1996.
3. *Голубев Ю.К., Ваганов В.И.* Состояние, проблемы и перспективы развития минерально-сырьевой базы алмазов России // Минеральные ресурсы России. 2008. № 6.
4. *Левашов К.К.* Проблема алмазоносности Сетте-Дабана // ДАН СССР. 1970. Т. 219. № 3. С. 689–692.
5. *Левашов К.К.* Возможная алмазоносность восточного обрамления Сибирской платформы // Геология морей и океанов. 1994. Т. 2. С. 226–228.
6. *Летников Ф.А.* Сверхглубинные флюидные системы Земли и проблемы рудогенеза // Глубинный магматизм и проблемы плюмов: Тр. международного совещания. Иркутск, 2002.
7. *Мишин В.М., Андреев А.П., Бекренев К.А., Алтухова З.А.* Якутское погребенное поднятие: инъецированные кимберлиты и их тектоническая рама // Наука и образование. 2010. № 2. С. 11–15.
8. *Мишин В.М., Андреев А.П., Бекренев К.А.* Якутское погребенное поднятие: прогноз нового кимберлитового поля в Центральной Якутии // Вопросы геологии и комплексного освоения природных ресурсов Восточной Азии. Благовещенск, 2010.
9. *Михайлов Б.К., Голубев Ю.К., Ваганов В.И., Цыганов В.И.* Проблемы воспроизводства минерально-сырьевой базы алмазов России и эффективность геолого-поисковых работ // Минеральные ресурсы России. 2005. № 4.
10. *Мокшанцев К.Б., Горништейн Д.К.* Глубинное строение восточной части Сибирской платформы и прилегающих складчатых сооружений Верхояно-Чукотской области. — М.: Наука, 1968.
11. *Серокуров Ю.Н., Калмыков В.Д., Зуев В.М.* Космические методы при прогнозе и поисках месторождений алмазов. — М.: ООО «Недра-Бизнесцентр», 2001.
12. *Серокуров Ю.Н.* Возможности материалов дистанционного зондирования при выделении площадей, перспективных для поисков кимберлитов // Отечественная геология. 2006. № 3. С. 6–11.
13. *Серокуров Ю.Н., Калмыков В.Д., Громцев К.В.* Дистанционная региональная оценка перспектив алмазоносности Анголы // Отечественная геология. 2008. № 3. С. 91–94.
14. *Серокуров Ю.Н., Калмыков В.Д., Громцев К.В.* Дистанционная оценка алмазоносного потенциала северо-западного региона России // Отечественная геология. 2009. № 1. С. 48–52.
15. *Серокуров Ю.Н., Калмыков В.Д., Громцев К.В.* Дистанционный прогноз районов кимберлитового магматизма в Северо-Западных Территориях Канады // Изв. вузов. Сер. Геология и разведка. 2009. № 3. С. 27–32.
16. *Стогний В.В., Стогний Г.А.* Геолого-геофизические предпосылки алмазоносности Алданской антеклизы // Геология и разведка. 2007. № 4. С. 15–20.

МЕТОДЫ И МЕТОДИКИ ПРОГНОЗА, ПОИСКОВ, ОЦЕНКИ И РАЗВЕДКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ



УДК 550.84:553.411

© С.А.Миляев, В.Б.Чекваидзе, С.Г.Кряжев, 2013

СООТНОШЕНИЯ ВТОРИЧНЫХ ОРЕОЛОВ РАССЕЯНИЯ И ИОНО-ПОТЕНЦИОМЕТРИЧЕСКИХ АНОМАЛИЙ НА ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ

С.А.Миляев, В.Б.Чекваидзе, С.Г.Кряжев (ЦНИГРИ Роснедра Минприроды России)

Ионо-потенциометрический метод выявления наложенных ореолов легкоподвижных ионов NH_4^+ , K^+ , Na^+ , Cl^- , Br^- , J^- , SO_4^{2-} и потенциалов pH, Eh наиболее эффективен при поисках погребенных и слепо погребенных золоторудных месторождений в равнинных слабодифференцированных районах с погребенными корами выветривания. В открытых горно-складчатых районах этот метод следует комплексировать с исследованиями вторичных геохимических ореолов.

Ключевые слова: золоторудные месторождения, вторичные ореолы, ионо-потенциометрические аномалии.

Миляев Сергей Анатольевич, Чекваидзе Виктор Борисович, metallogei@tsnigri.ru, Кряжев Сергей Гаврилович, S34@mail.ru

COMBINED SECONDARY HALOES AND ION-POTENTIOMETRIC ANOMALIES OF THE GOLD DEPOSITS

S.A.Milyaev, V.B.Chekvaide, S.G.Kryazhev

Ion-potentiometric method of discovering superimposed halos of mobile ions NH_4^+ , K^+ , Na^+ , Cl^- , Br^- , J^- , SO_4^{2-} and pH, Eh potentials is most effective in blind and buried gold deposits exploration in flat country. This method should be integrated with secondary haloes research in orogenic province.

Key words: gold deposits, secondary haloes, ion-potentiometric anomalies.

Геохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых прочно вошли в практику широкомасштабных геолого-поисковых и разведочных работ в рудных районах. Наряду с геологическими и геофизическими методами, они составляют единый комплекс исследований, направленных на решение основной задачи — обеспечение промышленности запасами минерального сырья.

Практика показывает, что некоторые золоторудные месторождения обнаружены на основании результатов литохимических съемок по вторичным ореолам рассеяния, происхождение которых связано с позднекайнозойскими процессами гипергенеза, приведшими к формированию современного рельефа и новейших элювио-делювиальных образований небольшой мощности. Достаточно вспомнить открытие месторождения Мурунтау (1958 г.) по вторичным ореолам рассеяния мышьяка и месторождения Майское на Чукотке (1973 г.).

В настоящее время отмечается общий спад эффективности поисковых геохимических работ. За последние годы по данным литохимических съемок найдены одно крупное месторождение золота Купол на Чукотке (1995 г.) и месторождение Светлое в Хабаровском крае (2003 г.). Низкая результативность геохимических работ в рудных районах

объясняется исчерпанием фонда «легкооткрываемых» объектов, которые выведены на дневную поверхность и могут быть обнаружены по вторичным остаточным ореолам рассеяния. Прирост запасов в этих районах возможен в основном за счет выявления скрытых месторождений путем привлечения специальных методик [2], в том числе и нетрадиционных методов геохимических поисков.

Новые возможности при поисках и оценке золоторудных месторождений открываются с разработкой ионо-потенциометрического метода (В.Б.Чекваидзе, С.А.Миляев). Метод апробирован в районах распространения ведущих в бывшем СССР геолого-промышленных типов золотого оруденения: золото-кварцевого (Центрально-Колымский район), золото-сульфидно-кварцевого (Северный Казахстан), золото-сульфидного (Восточный Казахстан, Урал, Узбекистан) и золото-серебряного (Охотско-Чукотский вулканогенный пояс, Оломонский массив, Закарпатье). Для них характерны различные ландшафтные обстановки (горно-таежные, степные, полупустынные), а также разнообразные геологические условия развития геохимических и ионо-потенциометрических аномалий (современный элювио-делювий, древние коры выветривания, перекрытые чехлом аллохтонных отложений площади и т.д.). В ряде

случаев ионо-потенциометрический метод способствовал выявлению новых рудоносных площадей и вскрытию новых промышленных рудных тел [11].

Ионо-потенциометрический метод основан на исследовании состава воднорастворимых компонентов в тонких фракциях ($<0,25$ мм) почвенных проб с применением ионо-селективных электродов [7] для измерения потенциалов pH, Eh, а также избирательных электродов для определения концентраций ионов NH_4^+ , K^+ , Na^+ , Cl^- , Br^- , I^- , SO_4^{2-} , Ca^{2+} , CO_3^{2-} , F^- , NO_3^- и др. Ряд компонентов (NH_4^+ , K^+ , Na^+ , Cl^- , Br^- , I^-), с одной стороны, обладая высокой подвижностью в зоне гипергенеза, способны формировать аномалии над погребенными месторождениями при мощности аллохтона в десятки метров, с другой — могут образовывать ореолы в самых верхних надрудных частях месторождений, что важно при поисках слепых объектов. Данный метод не требует сложной аппаратуры и позволяет непосредственно в поле конкретизировать контуры перспективных участков и даже фиксировать выходы рудных зон, что особенно важно при полевой оценке первоочередных объектов для постановки дальнейших работ.

В основе метода лежит тот факт, что в верхних (почвенных) горизонтах над рудными объектами образуются слабые солевые ореолы элементов, которые могут извлекаться водными вытяжками. Своим происхождением они обязаны, в первую очередь, биогенной и сорбционной аккумуляции химических компонентов в почвенном слое. Обменные химические реакции, гидратация и сорбция ведут к «закреплению» солевого ореола, придавая ему свойства устойчивого геологического образования. При смачивании исходной пробы дистиллированной водой часть солевого ореола переходит в раствор и может быть проанализирована.

В районах, перекрытых покровом дальноприносных аллохтонных отложений, поиски рудных месторождений ведутся по их вторичным наложенным солевым ореолам рассеяния. Среди процессов, обуславливающих появление солевых ореолов в аллохтонном чехле, можно рассматривать эффузию и диффузию газовых компонентов месторождений (в том числе и паров элементов), диффузионное, капиллярное, гидродинамическое и биогенное распространение солевых компонентов ореолов. Благодаря огромной продолжительности геологического времени в формировании солевого ореола участвуют даже труднорастворимые минералы. Солевое рассеяние связано также с образованием минерализованных растворов в зоне соприкосновения зеркала грунтовых вод с первичными минералами залежи.

Существующая методика глубинных геохимических съемок в огромной степени удорожает и

замедляет геохимические поиски. Между тем, представления о гипергенном рассеянии рудных месторождений [6] дают основание предполагать неизменное протекание процессов солевого и газового распространения рудных элементов из горизонтов остаточного ореола через перекрывающие молодые отложения по направлению к дневной поверхности. Проявление этих процессов, формирующих открытые, т.е. выходящие на дневную поверхность вторичные наложенные солевые ореолы рассеяния месторождений, позволяет ставить вопрос о проведении литохимических поисков в «закрытых» рудных районах путем непосредственного опробования перекрывающих отложений.

Большие методические и технические трудности вызывают поиски слепых, не выходящих на современную дневную поверхность, золоторудных месторождений. Такие рудные объекты (в зависимости от их масштаба и глубины залегания рудных тел) могут фиксироваться по результатам валового анализа проб. Чаще всего они отмечаются лишь слабыми (в 2–5 раз выше фона) вторичными ореолами рассеяния рудных элементов.

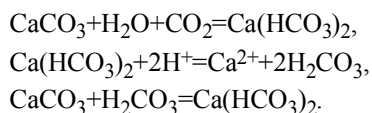
При поисках месторождений, находящихся в слепом залегании, изучают химические элементы, характеризующиеся высокой подвижностью в эндогенных условиях и большой протяженностью надрудных первичных ореолов (например, ртуть) [9]. В последние годы при поисках слепых месторождений все чаще привлекаются нерудные элементы и их соединения, обладающие высокими индикационными свойствами. К числу таких элементов, участвующих в процессе рудообразования, относятся I и Br, которые, обладая высокой подвижностью, развиваются преимущественно в надрудных горизонтах слепых рудных залежей, где их содержания на порядок превышают фон [8].

Проведенные нами исследования [11] показали, что в зоне гипергенеза над слепыми золоторудными телами могут формироваться вторичные солевые ореолы рассеяния ионов NH_4^+ , K^+ , Cl^- и др., характеризующиеся определенной спецификой на разнотипных объектах, но в целом достаточно выдержанные по морфологии и распределению содержаний химических элементов. Отчетливые солевые ореолы рассеяния NH_4^+ , K^+ и Cl^- установлены над эпитеpmальными золото-серебряными объектами, верхняя кромка руд которых располагалась от дневной поверхности на глубинах 150 м и более [3]. Все это позволяет рассматривать аномальные геохимические поля названных компонентов в качестве важных поисковых критериев слепых золоторудных объектов.

Наиболее информативными индикаторами золоторудных объектов, определяемыми ионо-потенциометрическим методом, являются ионы NH_4^+ , K^+ , Na^+ , Cl^- , SO_4^{2-} и потенциалы pH, Eh, в меньшей степени ионы NO_3^- , Ca^{2+} , I^- , Br^- . Невысокая информативность последних двух ионов объясняется недостаточной чувствительностью ионо-селективных электродов на эти компоненты. Предел обнаружения иона I^- составляет 0,02 мг/л, Br^- — 0,1 мг/л при их кларках в речной воде соответственно 0,002 и 0,02 мг/л [7], что почти на порядок ниже предела их обнаружения ионо-селективными электродами. Выявление на участке аномалий йода и брома с помощью ионо-селективных электродов может свидетельствовать о наличии коренного оруденения, находящегося в слепом залегании. Таким примером служат аномальные поля ионов I^- и Br^- на флангах Наталкинского месторождения в Центральной Колыме, где по данным минералого-геохимического анализа предполагается наличие слепых (на глубине 200 м) золоторудных зон [4].

Установлено, что в зависимости от рудно-формационной принадлежности золоторудные объекты идентифицируются по набору и соотношению ионов и потенциалов.

Золото-кварцевые объекты в углеродисто-терригенных толщах характеризуется аномалиями потенциалов pH, Eh и иона Ca^{2+} [4]. Присутствие в почвенных растворах над рудными зонами изученных объектов повышенных концентраций щелочных и щелочноземельных элементов (Ca, Mg, Na), являющихся сильными восстановителями, приводит к падению Eh растворов с одновременным разложением воды и выделением из нее водорода. В этом случае (например, для карбоната кальция) в почвенных растворах в пределах рудных зон возникает буферная система из угольной кислоты и ее кальциевой соли — бикарбоната кальция, образование которых протекает по следующей общей схеме:



Щелочная обстановка конечных продуктов реакции определяется соотношением бикарбоната кальция к его карбонату. Образующаяся угольная кислота (H_2CO_3) полностью нейтрализуется CaCO_3 , вследствие чего в почвенных растворах наблюдаются дефицит иона H^+ (повышение pH) и избыток ионов Ca^{2+} . Для усиления потенциометрических аномалий принято рассчитывать нормированный по фону каждого из потенциалов показатель отношения pH/Eh [3].

Характеристикой геохимической аномалии является показатель контрастности (γ) — величина превышения максимальных значений над фоном, разделенная на среднее стандартное отклонение фона [6]. При значениях $\gamma \geq 3$ аномалия надежно выявляется по одной точке наблюдения, при $1 \leq \gamma \leq 3$ для ее выделения необходимо попадание в контур аномалии 2, 3, 4...9 коррелирующих точек, при $\gamma < 1$ аномалия не обнаруживается [7].

В зависимости от ландшафтных и геологических условий контрастность аномалий pH/Eh над изученными золото-кварцевыми объектами колеблется от 3 до 18, что отвечает условию их надежного выделения.

Положительными потенциометрическими аномалиями pH/Eh (2,5–6), проявленными в современном элювио-делювии, характеризуется ряд объектов золото-сульфидной формации. Над древними корами выветривания окисленных золото-сульфидных руд, напротив, отмечаются отрицательные (ниже фона) аномалии показателя pH/Eh. Гипогенные сульфидные минералы неустойчивы в гипергенных условиях, и в водно-воздушной обстановке зоны просачивания интенсивно окисляются с образованием свободной серной кислоты, что определяет кислую реакцию среды и резкое понижение pH. Отмечен случай, когда древняя золотоносная кора выветривания месторождения Джасаул в Узбекистане фиксировалось в перекрывающей толще аллохтона (30–40 м) аномалиями pH < 6 при фоне ≥ 7 [12].

Для вулканогенных золото-серебряных месторождений наиболее характерны контрастные ореолы рассеяния иона NH_4^+ . Причем максимальные его концентрации прослеживаются в надрудных и верхнерудных частях рудных тел. Максимальные зафиксированные концентрации аммония отмечены на месторождении Карамкен в Охотско-Чукотском вулканогенном поясе ($C_{\text{max}} = 19,8$ мг/л при фоне 0,33 мг/л). Вторичные ореолы аммония на этом объекте превышают по площади размеры рудных тел в 5–30 раз [12]. Важной поисково-оценочной особенностью иона NH_4^+ является прямая корреляция его продуктивности с количеством отложившегося золота [3]. Этот весьма перспективный метод оценки прогнозных ресурсов по вторичным ореолам рассеяния иона аммония нуждается в дальнейших исследованиях. Месторождения других формационных типов также фиксируются аномалиями аммония, но представлены менее контрастными ореолами рассеяния.

По поводу источников аммония доминирует мнение о заимствовании его гидротермальными растворами из подстилающих осадочных толщ, содержащих органическое вещество. Определенное зна-

чение придается также породам, в состав которых входят калиевые минералы. В них калий может изоморфно замещаться аммонием. Разложение этих минералов под воздействием гидротерм приводит к освобождению аммония и вовлечению его в процессы рудообразования [10]. Последний вариант как будто бы лучше согласуется с корреляционными связями аммония и главных рудогенных элементов.

Золото-сульфидно-кварцевое оруденение по данным ионо-потенциометрических наблюдений характеризуется положительными аномалиями ионов K^+ , NH_4^+ и отрицательными — иона Na^+ . Более надежно положение рудных залежей определяется с помощью мультипликативного отношения $K^+ \cdot NH_4^+ / Na^+$. Этот показатель отражает химизм метасоматических преобразований (березитизация) рудовмещающих пород, характеризующихся выносом Na , привносом K и сопутствующего ему иона NH_4^+ .

Рассмотрим соотношения вторичных и ионо-потенциометрических ореолов на объектах основных рудно-формационных типов, расположенных в различных ландшафтно-геохимических и геологических обстановках.

Наталкинское рудное поле (золото-кварцевая формация) расположено в юго-восточной части Яно-Колымского складчатого пояса в пределах Аян-Юряхского антиклинория, характеризующегося преимущественным развитием пермских и триасовых терригенно-сланцевых толщ. Золотое оруденение представлено золото-кварцевой малосульфидной формацией (содержание сульфидов в рудах 1–3%). Основные рудные минералы — арсенопирит и пирит, второстепенные — халькопирит, сфалерит, галенит, блеклая руда, шеелит, барит. Золото отмечается в виде самородных выделений или в качестве включений в арсенопирите, размер десятки микрометров. Значительная часть рудных зон эродирована, некоторые залегают на той или иной

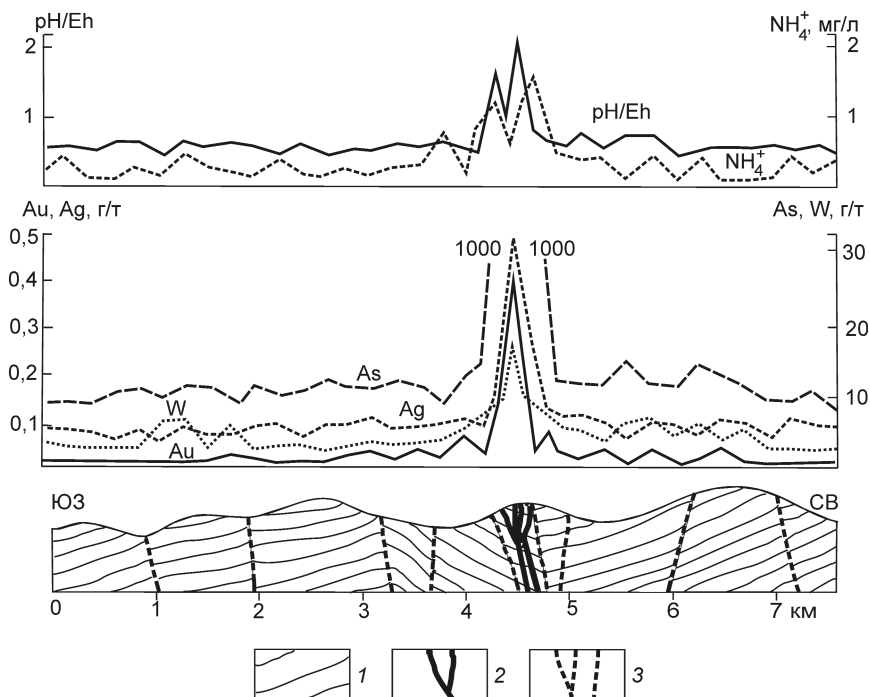


Рис. 1. Результаты литохимической и ионо-потенциометрической съемок м-ба 1:50 000 по профилю через северный фланг Наталкинского месторождения:

1 — туфогенные и глинистые сланцы с прослоями песчаников; 2 — рудные зоны; 3 — тектонические нарушения

глубине от поверхности. Рудные интервалы характеризуются зонами прожилкования, в составе которых преобладают кварц и карбонаты (кальцит, анкерит, железистый кальцит). Интенсивность прожилкования в рудных зонах может достигать 20–50% [1]. По геохимическим данным наиболее контрастные первичные ореолы образуют Au , As , Ag , W .

По ландшафтно-геохимическим условиям изученные площади принадлежат к горно-таежным районам с развитой сплошной многолетней мерзлотой. Характер склоновых процессов определяется преобладанием физического выветривания. Мощность рыхлых образований на склонах и водоразделах составляет 0,5–2 м, увеличиваясь к подножию до 3–5 м. Водная миграция в мерзлотных образованиях происходит в результате передвижения пленочной влаги и растворенных в ней веществ. Коагуляция коллоидов в мерзлотных грунтах приводит к образованию в почвах и коре выветривания пылевой фракции, служащей сорбентом для многих химических компонентов. Зона гипергенеза мерзлотных ландшафтов отличается повышенной растворимостью газов (O_2 , CO_2) в водах, понижением pH, усилением выщелачивания карбонатов.

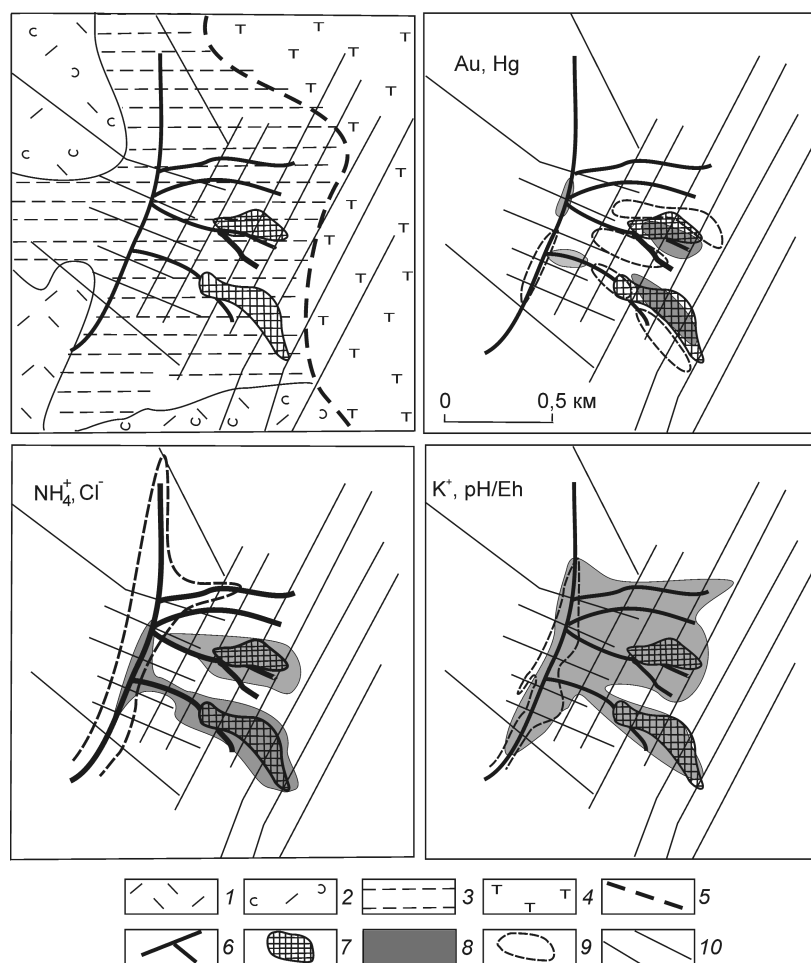


Рис. 2. Вторичные ореолы рудных элементов, ионов и потенциалов центральной части Береговского рудного поля по данным съемки м-ба 1:10 000:

1 — эффузивные фации экзотризии риолитов; 2 — риолиты и их туфы; 3 — аргиллиты, песчаники; 4 — туфы кислого состава; 5 — разлом в борту вулканотектонического грабена; проекции на дневную поверхность: 6 — жильных, жильно-прожилковых рудных тел, 7 — золотоносных штоков; вторичные ореолы рассеяния (NH₄⁺, K⁺, Cl⁻ в мг/л; Au, Hg в г/т): 8 — Au > 0,01, NH₄⁺ > 2, K⁺ > 5, 9 — Hg > 1, Cl⁻ > 6, pH/Eh > 1,2; 10 — профили опробования

На рис. 1 приведены графики распределения основных рудных элементов во вторичных остаточных ореолах рассеяния по профилю, пройденному вкрест простирания основных структур рудного поля (м-б съемки 1:50 000). Опробование проводилось из верхних почвенных горизонтов с глубины 0,2 м. Высококонтрастные ореолы образуют Au, As, Ag, W. Другие элементы-спутники (Pb, Zn, Cu, Ba, Mo), характеризуясь пониженными содержаниями в рудах, формируют прерывистые слабоконтрастные вторичные ореолы. Эффективная ширина вторичных ореолов Au и As в 2–3 раза превышает мощность рудных зон.

Ионо-потенциометрическими исследованиями установлено наличие слабых аномалий Ca²⁺, Cl⁻, K⁺, Na⁺. Наиболее отчетливо рудные зоны выражены полями потенциалов pH/Eh (см. рис. 1). По нашим данным, на изученной площади в суспensionях почв отмечаются устойчивые фоновые значения pH со слабокислой реакцией среды (pH 5,6). Над рудными телами, наоборот, pH возрастает до 7,5–8,5 (щелочная реакция среды). Окислительно-восстановительный потенциал в области фона положительный со средней величиной Eh 340 мВ, свидетельствующей об окислительных условиях зоны гипергенеза. В элювио-делювию рудных зон Eh понижается до 170 мВ [4]. По результатам литохимических съемок м-ба 1:10 000 рудные зоны месторождения характеризуются высококонтрастными ($\gamma=8-18$) аномалиями pH/Eh. Их размер сопоставим с размерами вторичных ореолов рассеяния Au и As.

Рудные зоны месторождения Наталка отмечаются также аномалиями иона NH₄⁺. Максимальные концентрации аммония по изученному профилю (см. рис. 1) достигают значений 1,6 мг/л при фоне 0,38 мг/л. Ширина аномалии NH₄⁺ составляет порядка 400 м.

В открытых рудных районах, в которых рыхлые образования представлены современным элювио-делювием ограниченной мощности, литохимические поиски проводятся по вторичным остаточным ореолам рассеяния рудных элементов, проявленным непосредственно на дневной поверхности. Ионо-потенциометрические съемки на таких территориях могут применяться в качестве опережающего метода, позволяющего оперативно (непосредственно в поле) получать первые сведения о контурах перспективных участков, что позволяет существенно сокращать площади для литохимических съемок по вторичным ореолам рассеяния рудных элементов.

Береговское рудное поле (золото-полиметаллический тип золото-серебряной вулканогенной формации) расположено на территории Западной Украины в пределах вулканического пояса Восточных Карпат. В рудовмещающем разрезе верхнеэогеновых пород чередуются толщи кислых вулканитов и терригенных осадков, содержащих примесь туфогенного материала. Практически все породы претерпели гидротермальные изменения. До глубины 100–150 м от поверхности господствуют минеральные ассоциации аргиллизитов (кварц, алунит, каолинит, ярозит, гидроксиды железа), глубже — близкие к пропилитам (адуляр, альбит, светлая слюда, сидерит, анкерит, эпидот). Основные рудные минералы — галенит, сфалерит, халькопирит, пирит, самородное золото, сульфосили Sb, As, Ag, Cu, киноварь.

Рудные тела представлены жилами и штокверками. Золото-полиметаллические жильные тела обычно находятся в слепом залегании на глубинах от 50–100 до 350 м, существенно золотые штокверковые располагаются на глубинах 50–90 м.

Проведенные литохимические съемки м-ба 1:10 000 позволили выявить в почвах контрастные ореолы рассеяния NH_4^+ (рис. 2). Максимальные концентрации NH_4^+ отмечаются над штокверковыми телами. Над рудным телом, находящимся на глубине 50 м от поверхности, концентрация аммония составила 14 мг/л при фоновой концентрации 0,28 мг/л. Над другим штокверковым телом, залегающим на глубине 80–90 м от поверхности, максимальная концентрация NH_4^+ составила 5 мг/л.

Распределение, близкое к иону аммония, имеет K^+ (см. рис. 2). Отчетливые аномалии калия формируются в восточной части рудного поля.

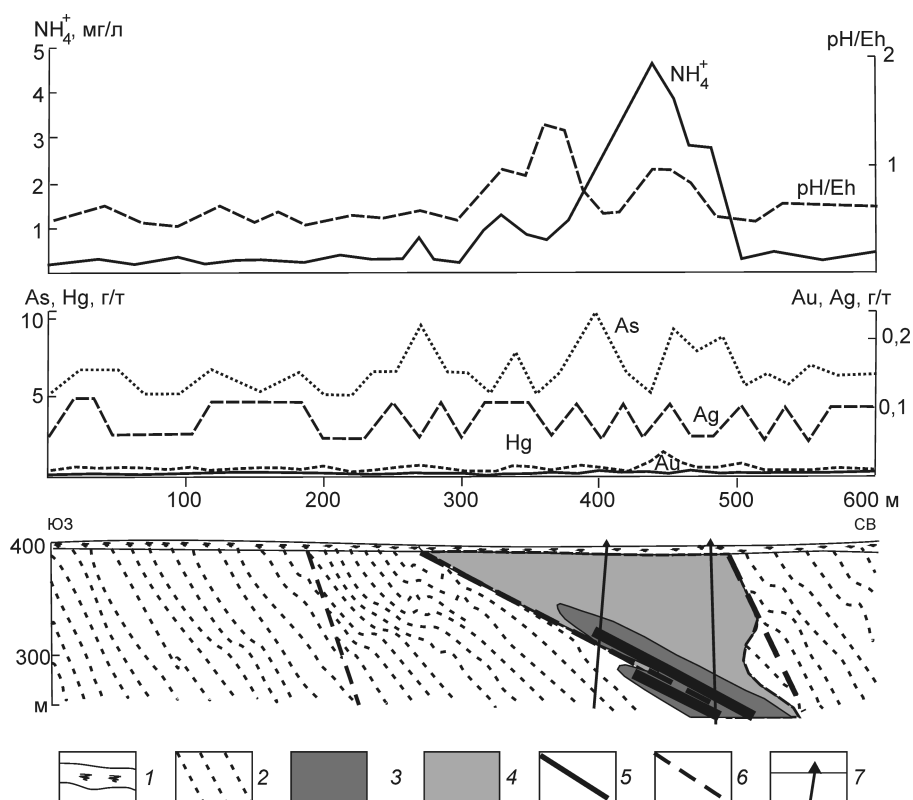


Рис. 3. Распределение рудных элементов и ионо-потенциометрических индикаторов над слепыми рудными телами северо-восточного фланга Бакырчикского рудного поля:

1 — элювиально-делювиальные отложения; 2 — углеродисто-песчано-сланцевая толща; ореолы прожилковой нерудной минерализации: 3 — карбонат-кварцевые, 4 — существенно карбонатные; 5 — рудные тела; 6 — тектонические нарушения; 7 — скважины

Практически все проекции рудных тел (штокверковых и жильно-прожилковых) на дневную поверхность отмечаются аномальными концентрациями K^+ с максимальными значениями 28 мг/л при фоновых концентрациях 3 мг/л.

Формирование вторичных ореолов рассеяния ионов NH_4^+ и K^+ связано с процессами разложения в зоне гипергенеза первичных, содержащих аммоний, калиевых минералов (алунита, ярозита, светлых слюд), а также с перераспределением слабо связанных эндогенных форм их накопления [11].

В пределах основного жильно-прожилкового рудного тела, залегающего на глубине 150 м от поверхности, формируется широкая (250–300 м в поперечнике) и протяженная (>1,5 км) слабоконтрастная ($\gamma=2,5$) аномалия Cl^- (см. рис. 2) с максимальными концентрациями 16 мг/л при фоновых концентрациях 4 мг/л.

Определенные индикационные свойства обнаруживает отношение потенциометрических показате-

телей рН/Еh. Установлено, что слабые (γ до 2,8) положительные аномалии рН/Еh фиксируются над проекцией основного жильно-прожилкового рудного тела (см. рис. 2).

Над слепыми рудными телами отмечаются также вторичные ореолы рассеяния рудных элементов, формирующиеся при выветривании первичных надрудных ореолов Береговского месторождения (Hg, Ag, Ba, Sb, As, Au).

Вторичные ореолы рассеяния Au характеризуются содержаниями 0,01–0,03 г/т ($C_{\max}=0,1$ г/т). Они развиваются преимущественно над штокверковыми рудными телами. Вторичные ореолы рассеяния Hg более контрастны. Максимальное зафиксированное содержание Hg 5 г/т при фоне 0,05 г/т. Размеры ореолов Hg составляют 100–150 м в поперечнике, до 500 м в длину (см. рис. 2). Вторичные ореолы Ag, Ba, As, Sb представлены локальными аномалиями протяженностью до первой сотни метров, приуроченными в основном к штокверковым рудным телам.

В условиях Береговского рудного поля, помимо вторичных ореолов рассеяния рудных элементов (Au, Hg, Ag, Ba, As, Sb), высокую индикаторную роль играют ионо-потенциометрические аномалии. Среди электрохимических показателей по индикаторной роли выделяются NH_4^+ , K^+ , Cl^- , рН/Еh. Ион NH_4^+ отображает преимущественно штокверковые рудные тела, K^+ фиксирует рудные тела обоих типов, Cl^- и рН/Еh в значительной мере ориентированы на выявление крупных зон жильно-прожилкового типа.

Перечисленные ионо-потенциометрические индикаторы Береговского рудного поля хорошо соотносятся с вторичными ореолами рассеяния рудных элементов, что позволяет достигать высокой степени достоверности при интерпретации и оценке перспективных участков.

Месторождение Бакырчик золото-сульфидной формации размещается в Восточном Казахстане. Вмещающие породы представлены каменноугольными углеродсодержащими алевритами, песчаниками и аргиллитами. Рудные тела линзовидной и лентовидной форм состоят из скоплений вкрапленных золотоносных сульфидов — арсенопирита и пирита. Известны как эродированные тела, так и залегающие на глубинах в десятки и первые сотни метров.

По климатическим особенностям площадь месторождения относится к степной семиаридной зоне. Мощность рыхлых элювио-делювиальных образований на изученном участке не превышает 2–3 м.

В результате съемок м-ба 1:10 000 над рудными телами, расположенными на глубине ~100 м, выяв-

лен контрастный вторичный ореол рассеяния аммония (рис. 3). Асимметричный вид графика объясняется пологим залеганием рудных тел с избирательным накоплением аммония в висячем боку. Непосредственно над проекцией рудных тел максимальная концентрация NH_4^+ составила 4,8 мг/л при фоновых значениях 0,29 мг/л. Ширина вторичного ореола рассеяния NH_4^+ 200 м.

Золото-сульфидные рудные тела фиксируются также аномалией потенциометрического показателя рН/Еh (см. рис. 3). По минералогическим данным [1], в висячих боках гидротермально измененных пород широко развита прожилковая минерализация. Породы, вмещающие гидротермальные прожилковые ореолы, интенсивно карбонатизированы, что выражается в появлении карбонатных макро- и микропрожилков и пятнистых обособлений карбоната. Благодаря этому проекции рудных тел с поверхности фиксируются достаточно контрастными положительными аномалиями рН/Еh.

Рудные тела месторождения Бакырчик сопровождаются высококонтрастными первичными ореолами Au и As. На отдельных локальных участках отмечаются аномальные поля Ag, Hg, Sb, W. По данным литохимической съемки (по вторичным ореолам рассеяния) над слепыми рудными телами отмечается ограниченный круг элементов-индикаторов. На изученном участке это локальные аномалии Hg и слабоконтрастные ореолы As (см. рис. 3).

Приведенный пример показывает, что над слепыми рудными телами, залегающими на глубинах ~100 м при ограниченном спектре рудогенных элементов и их низких содержаниях, более четко производить предварительное оконтуривание перспективных участков позволяют результаты ионо-потенциометрического анализа по комплексу аномалий NH_4^+ , рН/Еh.

Воронцовское месторождение, относящееся к золото-сульфидному формационному типу, расположено на Северном Урале. В рудовмещающем разрезе выделяются две толщи нижнедевонских пород — нижняя известняковая и верхняя вулканогенно-осадочная. Рудные тела в карбонатных и вулканогенно-осадочных породах представлены зонами сульфидных вкрапленных и прожилково-вкрапленных руд пирит-арсенопиритового и реальгар-аурипигментного минеральных типов и продуктами их окисления (золотоносные коры выветривания).

В условиях развития древней коры выветривания, формирование которой связано с длительным триас-юрским проявлением гипергенных процессов в условиях субтропического (жаркого и влажного) климата, контрастность вторичных ореолов рассеяния ослабевает за счет значительного выще-

лачивания большинства рудных элементов из ее верхних горизонтов. Кроме того, на площади месторождения фрагментарно развиты мало-мощные (0,5–1 до 5 м) аллювиально-озерные отложения и современные болотные образования, частично экранирующие вторичные ореолы рассеяния.

В коре выветривания наблюдаются выдержанные контрастные линейно вытянутые вторичные ореолы рассеяния Au с эффективной средней шириной 80–120 м, согласные с простиранием основных рудоносных структур. В почвенном горизонте содержания Au резко снижены (рис. 4). По центральному профилю 49 золотое оруденение фиксируется лишь слабой геохимической аномалией (0,01 г/т), что объясняется экранирующей ролью развитых здесь болотных образований.

Выветривание сульфидсодержащих пород месторождения определяет понижение pH до 4,5 при фоновых значениях 7,5 и возрастание Eh, что находит отражение на графике потенциометрической аномалии pH/Eh (см. рис. 4). Кислая реакция среды обуславливает активный вынос из золотоносной коры многих рудных элементов. Растворимые соли перемещаются к дневной поверхности и в стороны, где pH возрастает за счет нейтрализации кислотных вод. Мультипликативный показатель (Ag·Pb·Zn·As·Sb), составленный из основных рудных элементов, образует аномалию над проекцией висячего бока Воронцовского месторождения. Непосредственно выход ко-

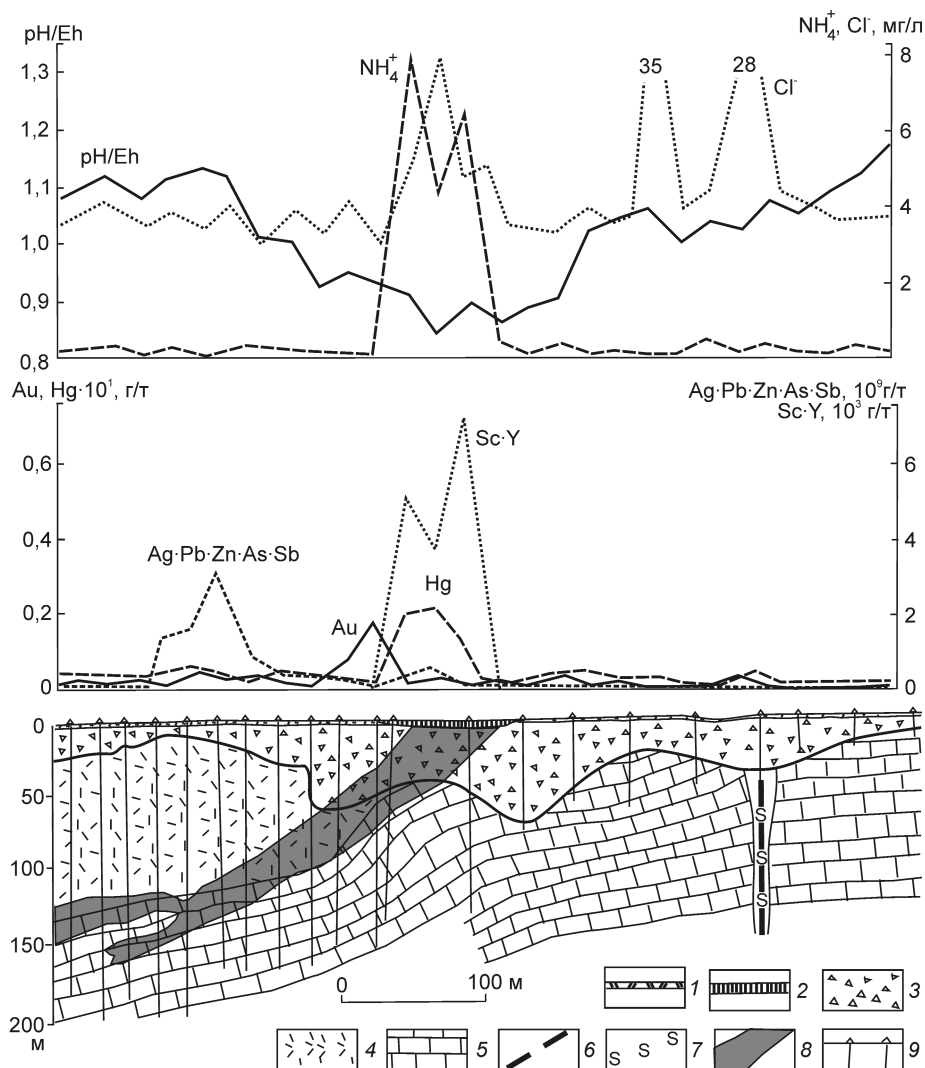


Рис. 4. Распределение элементов и ионов-индикаторов в почвенном слое золотоносной коры выветривания Воронцовского месторождения:

1 — почвенный горизонт; 2 — болотные образования; 3 — кора выветривания; 4 — туфогенно-осадочная толща; 5 — известняки; 6 — тектоническое нарушение; 7 — зона интенсивного дробления; 8 — золоторудные тела в коренном залегании и коре выветривания; 9 — поисковые скважины

ры выветривания фиксируется весьма слабыми вторичными ореолами этих элементов.

Аномалии, приуроченные к выходу золотоносной коры выветривания, образуют Hg и комплексная аномалия Sc и Y (см. рис. 4). Ртуть, обладая высокой миграционной способностью, может накапливаться в зоне окисленных руд. Это связано с тем, что повышенные концентрации хлор-иона в растворе приводят к выпадению ртути в виде каломели (Hg_2Cl_2) и оксихлоридов. В почвах ртуть может также сорбироваться органическими остатками почв и глинистыми частицами.

Над выходами золотоносной коры выветривания в гумусовом горизонте почв устанавливаются аномалии Sc и Y. Эти элементы, мигрирующие в водах в виде растворимых карбонатных комплексов, при подкислении разрушаются и осаждаются на двухстороннем кислотнo-щелочном барьере. При интерпретации геохимических данных следует иметь в виду возможность накопления этих элементов на краях заболоченных территорий при смене условий гипергенной миграции.

Аномалия иона аммония приурочена к выходу золотоносной коры выветривания на дневную поверхность и обусловлена выветриванием рудоносных кварц-серицитовых метасоматитов, сопровождающих золото-сульфидное вкрапленное оруденение. Максимальные концентрации NH_4^+ отмечаются в самых верхних горизонтах коры выветривания и в почвенном слое ($C_{\text{max}}=7,9$ мг/л при фоне 0,18 мг/л). Надо помнить, что повышенные концентрации NH_4^+ характерны для районов с восстановительными условиями, богатых органическим веществом (как в нашем случае), однако его концентрация, как правило, не превышает 0,8 мг/л [5].

Над выходом золотоносной коры выветривания формируется слабая аномалия иона хлора ($C_{\text{max}}=8$ мг/л при фоне 4 мг/л). В пределах Воронцовского рудного поля наиболее контрастные аномалии хлора отмечены над зонами крутопадающих разломов, что необходимо учитывать при интерпретации ионо-потенциометрических данных в процессе поисковых работ.

При литохимических поисках с поверхности, в условиях частично перекрытой коры выветривания, ведущие методы — электрохимические (ионо-потенциометрические) и геохимические. Оконтуренные с их помощью наложенные солевые, сорбционные и другого типа ореолы рекомендуются к вскрытию выработками и скважинами до уровня коры выветривания. Благоприятным признаком является сочетание аномалий Au, Hg, NH_4^+ над выходами золотоносной коры и аномалии мультипликативных показателей рудных элементов в их обрамлении. Косвенные индикаторы — аномалии Sc и Y и аномалии Cl^- в зонах тектонических нарушений.

Васильковское рудное поле золото-сульфидно-кварцевого формационного типа расположено на Кокчетавском срединном массиве в Северном Казахстане. Оно представляет собой сульфидно-кварцевый штокверк, локализованный в зоне контакта палингенных интрузий порфиробластовых (калишпатизированных) гранодиоритов и часто перемежающихся пород габбро-диоритового комплекса. Среди рудных минералов доминируют арсе-

нопирит и пирит, в подчиненном количестве присутствуют самородный висмут, висмутин, марказит, халькопирит, пирротин, тетрадимит и др. Золото тяготеет к кварц-арсенопиритовым прожилкам, ассоциирует с висмутовой минерализацией и выделяется в большинстве случаев в свободном виде.

Особенности вторичных ореолов рассеяния определяются процессами палеоклиматического выветривания в триас-юрское время. Мощность кор выветривания 20–60 м, по ослабленным тектоническим зонам до 200 м. Древняя кора выветривания фрагментарно перекрывается глинистыми бесструктурными аллювиально-озерными отложениями.

В коре выветривания развиты контрастные вторичные ореолы основных рудных элементов — Au, As, Bi и достаточно широкие ореолы Hg. Высокое индикационное значение имеет ионометрический показатель $\text{K}^+\cdot\text{NH}_4^+/\text{Na}^+$, абсолютные значения и контрастность которого вверх по разрезу коры выветривания возрастают (от 7,5 до 24,3).

Участок Дальний расположен к северо-востоку от Васильковского месторождения. На глубине картировочными скважинами была вскрыта небольшая рудоносная зона в сопровождении метасоматитов лиственито-березитовой формации (рис. 5). Особенностью разреза рыхлого чехла является развитие на этом участке аллювиально-озерных отложений мощностью ~5 м, перекрывающих элювиальные коры выветривания и полностью «блокирующих» группу механических ореолов рассеяния. На закрытой части проведены литохимическая и ионо-потенциометрическая съемки м-ба 1:10 000 с глубиной отбора проб 15–20 см. Общим спектральным и атомно-абсорбционным анализами на Au и Hg выявлены слабые наложенные ореолы рассеяния As, Bi, Hg, Pb (см. рис. 5). Ионометрический анализ показал наличие положительных аномалий K^+ , NH_4^+ и отрицательных (ниже фона) Na^+ . Аномалия ионометрического показателя $\text{K}^+\cdot\text{NH}_4^+/\text{Na}^+$ характеризуется высокой контрастностью ($\gamma=20$), что в значительной мере связано с проявлением лиственито-березитовых преобразований рудомещающих пород, свойственных васильковскому типу оруденения [11].

На верхних горизонтах коры выветривания в почвенном слое наблюдается сочетание слабых аномалий основных рудных элементов и электрохимического показателя $\text{K}^+\cdot\text{NH}_4^+/\text{Na}^+$. Именно это сочетание геохимических индикаторов может быть использовано при предварительной разведке геохимических аномалий, выявленных с поверхности, поскольку оно отражает генетическую связь с определенным (потенциально промышленным) типом

золотого оруденения, локализованного в зонах листовито-березитов.

Существенное повышение достоверности прогнозных оценок может быть достигнуто при сопоставлении распределения ионов рудных элементов и нерудных индикаторов золотого оруденения. Определение рудных элементов с помощью ионо-селективных электродов в водных вытяжках часто затруднено из-за низкой растворимости конечных продуктов процесса окисления рудных минералов. Хорошие результаты при определении рудных ионов в водных вытяжках дает применение приближенно-количественного масс-спектрометрического анализа с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS). Первый пример совместного анализа соотношения

ореолов рассеяния рудных элементов и ионо-потенциометрических аномалий получен на месторождении Сухой Лог.

Месторождение Сухой Лог золото-сульфидного формационного типа расположено в центральной части Ленского золотоносного района, характеризующегося развитием мощной толщи верхнепротерозойских осадочных пород. Золото-сульфидное оруденение приурочено к наиболее обогащенным углеродом горизонтам переслаивания карбонатных и терригенных пород. Промышленная золотоносность почти исключительно связана с сульфидной (пиритовой) минерализацией. К основным минералам-индикаторам золотого оруденения относятся кварц, магнезиально-железистые карбонаты, мышьяковистый пирит. В пределах рудных тел в виде микроскопических выделений в пирите отмечаются халькопирит, сфалерит, галенит. Первичные ореолы рудных тел (Ag, Pb, Cu, Zn, Co, Hg и др.) характеризуются низкими содержаниями, которые не более чем в 5–10 раз выше кларковых. Для рудоносного горизонта углеродистых сланцев характерны повышенные содержания слюдястых минералов — мусковита и парагонита.

В процессе исследований в Сухоложском рудном поле апробирован ионо-потенциометрический

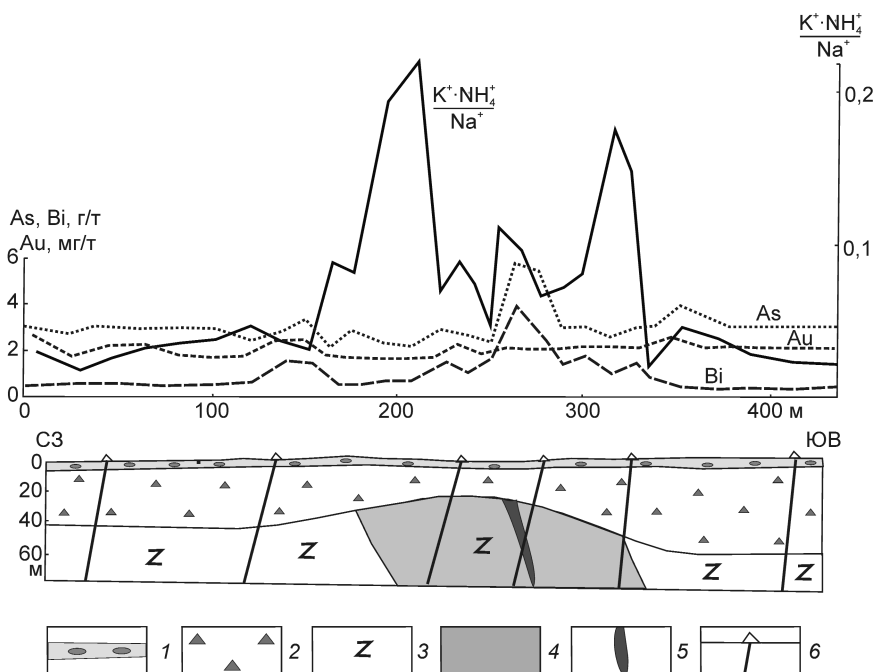


Рис. 5. Содержание рудных элементов и ионометрический показатель по профилю над погребенной частью Васильковского рудного поля, участок Дальний:

1 — аллювиально-озерные отложения; 2 — дресвяно-щебенистая кора выветривания; 3 — габбро-диориты; 4 — листовито-березиты; 5 — рудное тело; 6 — поисковые скважины

метод. Пробы отбирались из верхнего почвенного горизонта над рудным телом и на различном удалении от месторождения (до 5 км). Для сравнения проанализированы также различные типы коренных пород, богатые и убогие руды. Анализ проводился из водных вытяжек проб с помощью ионо-селективных электродов для определения концентраций NH_4^+ , K^+ , Na^+ , SO_4^{2-} , Ca^{2+} , Cl^- ; помимо этих катионов и анионов в водных вытяжках определялись концентрации ореолообразующих микроэлементов (методом ICP-MS). Установлено, что практически все изучаемые компоненты в почвах Сухоложского рудного поля находятся в аномально высоких концентрациях (рис. 6). Наиболее контрастные и интенсивные ореолы рассеяния образуют щелочные (Na и K) и рудные (Ag, Pb, Cu, Zn) элементы.

Два мультипликативных показателя, составленные из рудных элементов (Ag·Pb·Cu·Zn) и ионов щелочных и щелочноземельных элементов ($\text{Na}^+\cdot\text{K}^+/\text{Ca}^{2+}$), практически полностью совпадают, а их уровень превышает фон более чем в 5000 раз (см. рис. 6).

В таблице приведены примеры соотношений и характеристик вторичных ореолов рассеяния неко-

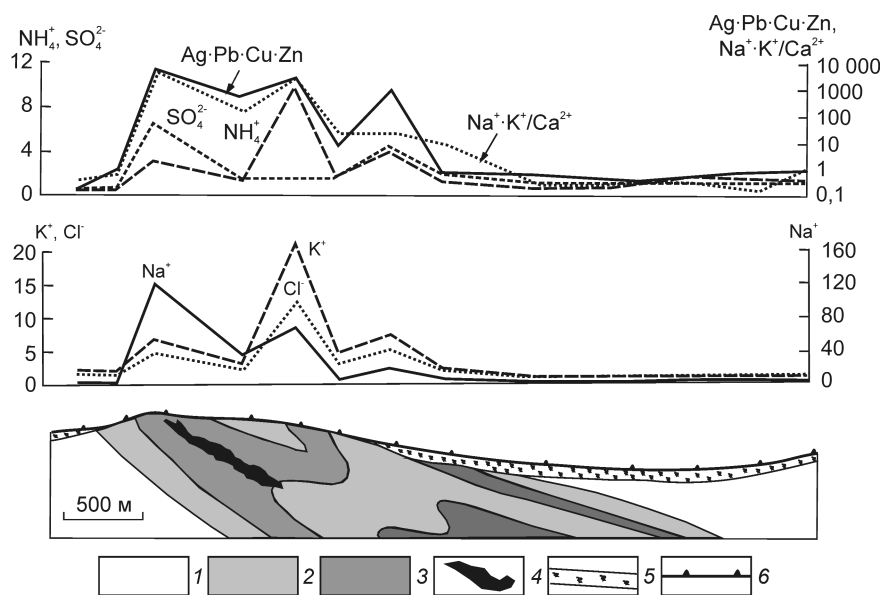


Рис. 6. Ионно-потенциметрические аномалии в Сухобужском рудном поле:

1 — известковистые сланцы, известняки; 2 — алевролиты, сланцы; 3 — рудоносный горизонт углеродистых сланцев хомолжинской свиты; 4 — рудное тело; 5 — рыхлые отложения; 6 — точки отбора проб; все показатели нормированы к среднефоновым значениям

торых рудных элементов и ионно-потенциметрических аномалий в различных ландшафтно-геологических обстановках. Открытые горно-складчатые районы наиболее благоприятны для развития остаточных (механических) ореолов рассеяния. К ним относятся обширные пространства горных стран, в которых рудоносный уровень коренных пород выведен на современную эрозионную поверхность. Это позволяет по данным литохимического опробования элювио-делювия оценивать промышленный тип оруденения и по соотношениям элементов с помощью специально подобранных показателей определять уровень эрозионного среза выявляемого объекта, прогнозировать местоположение и протяженность оруденения на глубину. В таких условиях ионно-потенциметрический метод играет второстепенную роль. Вместе с тем, как показывает опыт, именно этот метод дает возможность непосредственно в поле уточнять контуры перспективных участков и даже фиксировать выходы рудных тел (например, для золото-серебряного типа по иону NH_4^+).

При слабоконтрастных ореолах рассеяния рудных элементов поиски и оценка золотого оруденения затруднены. Области развития этого типа ореолов охватывают выровненные слаборасчлененные пространства, где в пониженных частях рельефа, реже в пределах плоских водоразделов могут сохраняться древние остаточные и погребенные

коры выветривания. Как видно из таблицы, для территорий с неглубоко погребенными древними корами выветривания большинство рудных элементов характеризуются коэффициентом контрастности $\gamma < 3$. В этом случае для усиления «рудной» составляющей проводится мультипликация типоморфных элементов. В отличие от вторичных ореолов рассеяния рудных элементов ионо-потенциметрические индикаторы, обладая более высокой подвижностью в зоне гипергенеза, формируют в рыхлом чехле достаточно контрастные аномалии ($\gamma > 3$), позволяющие получать важную информацию о размерах и ограничениях

ореолов, их внутреннем строении, а также степени «аномальности» объекта. В случае высокой и устойчивой корреляции электрохимических показателей с геохимическими данными становится возможным выделять участки, заслуживающие постановки первоочередных глубинных геохимических поисков.

При поисках слепого оруденения наиболее благоприятным формационным типом являются золото-серебряные объекты, для которых характерны контрастные вертикальная и латеральная зональность рудоотложения, широкий спектр рудных элементов. Рудные тела золото-серебряного типа хорошо фиксируются с поверхности вторичными ореолами рассеяния Hg, Au, As, Ag, Sb, Ba, формирующимися за счет их протяженных первичных надрудных ореолов. Золото-сульфидные объекты в углеродисто-терригенных толщах, характеризующиеся ограниченным спектром рудных элементов, отмечаются лишь локальными ореолами Hg.

Слепые рудные тела над изученными объектами достаточно уверенно фиксируются ионо-потенциметрическими аномалиями целого ряда компонентов. Как в первом, так и во втором случаях в почвенном покрове над рудными телами установлены контрастные вторичные ореолы рассеяния NH_4^+ с превышением концентраций этого компонента над фоном до 15 раз на объектах золото-сульфидного типа и до 50 раз на месторождении золото-серебряного. Золото-серебряное оруденение

**Сравнительные характеристики вторичных ореолов рассеяния и ионо-потенциометрических аномалий
золоторудных месторождений**

Ландшафтно-геологические обстановки		Горно-складчатые районы с коренными породами на современной эрозионной поверхности		Равнинные слаборасчлененные районы с древними корами выветривания, перекрытыми маломощными аллохтонными отложениями		Горно-складчатые и слабо-расчлененные районы с рудными телами в «слепо» залегании на глубинах 50–150 м	
Рудные элементы и ионо-потенциометрические индикаторы золоторудных месторождений		Формационные типы					
		золото-кварцевый в терригенно-сланцевых толщах	золото-серебряный в вулканогенных породах	золото-сульфидный в карбонатных и вулканогенно-осадочных толщах	золото-сульфидно-кварцевый в интрузивных породах	золото-серебряный в вулканогенно-осадочных породах	золото-сульфидный в углеродистотерригенных толщах
Au	C _{max}	0,42	1,4	0,01	0,005	0,1	0,005
	γ	48	88	2,8	0,8	3,9	0,7
As	C _{max}	1000	1000	4	6	30	10
	γ	64	68	1,1	2,8	7,4	1,1
Ag	C _{max}	0,5	2,8	0,12	0,1	0,2	0,1
	γ	14	33	0,8	0,7	2,9	0,8
Hg	C _{max}	2,9	9	2	1	5	1,5
	γ	7,7	22	7,5	2,4	16	3,3
pH/Eh	max/min	2	1.2	0,85	1,2	1,5	1,4
	γ	8	2,2	2,5	2,2	2,8	3,5
NH ₄ ⁺	C _{max}	1,6	19.8	7,9	3,6	14	4,8
	γ	3,6	65	33	12,4	34	11,3
K ⁺	C _{max}	6,6	28	12	9	28	7
	γ	2,6	46	3,7	8,6	16	2,9
Cl ⁻	C _{max}	12	30	8	-	16	20
	γ	3.4	14.5	2,1	-	2,5	12

Пр и м е ч а н и е. Содержания элементов, г/т; концентрации ионов, мг/л; γ — контрастность аномалий ($\gamma = C_{\max} - C_{\phi}/S$), где S — среднее стандартное отклонение фона.

также отчетливо отмечается по вторичным ореолам K, а золото-сульфидное — аномалиями pH/Eh.

В целом наиболее благоприятными признаками золотых объектов служит сочетание вторичных ореолов рассеяния, сформированных за счет первичных надрудных ореолов слепых рудных залежей, и коррелирующихся с ними ионо-потенциометрических индикаторов, в первую очередь, иона аммония, а также калия, хлора и потенциометрического показателя pH/Eh.

Приведенных материалы позволяют сделать следующие выводы.

Изученные золоторудные объекты различных формационных типов сопровождаются в зоне гипергенеза вторичными ореолами рассеяния рудных элементов и ионо-потенциометрическими аномалиями потенциалов pH, Eh и ионов NH_4^+ , K^+ , Na^+ , Cl^- , SO_4^{2-} и др. Соотношение содержаний рудных элементов, контрастность и размеры вторичных ореолов рассеяния и ионо-потенциометрических аномалий во многом определяются ландшафтно-геологическими обстановками их формирования.

Для поисков во всех активно денудированных районах наиболее информативны открытые остаточные ореолы рассеяния. Ионо-потенциометрические аномалии, хотя и менее контрастны, как правило, соответствуют по форме вторичным ореолам рассеяния и в плане повторяют в увеличенном размере контуры выхода оруденения на поверхность коренных пород. В равнинных районах с развитой древней корой выветривания и покровом дальнепринесенных отложений ограниченной мощности преобладают процессы солевого рассеяния. Здесь вторичные ореолы рудных элементов, как правило, характеризуются низкой контрастностью, а при повышении мощности аллохтона могут переходить в погребенное состояние. Ионо-потенциометрические индикаторы золотого оруденения, напротив, благодаря высокой подвижности в зоне гипергенеза, способны формировать контрастные солевые ореолы ионов (NH_4^+ , K^+ , Na^+ , Cl^-), четко отражающие положение рудных тел. Имеющиеся экспериментальные данные свидетельствуют о значительной глубин-

ности ионо-потенциметрического метода при обнаружении золоторудных объектов, находящихся в слепом залегании. С его помощью на поверхности фиксируются рудные тела, расположенные на глубине 150–200 м, причем предельные возможности метода пока не установлены.

Все перечисленные новые группы ионо-потенциметрических индикаторов золотого оруденения хорошо комплексированы с геохимическими показателями вторичных ореолов рассеяния рудогенных элементов. В рудных районах с известными типами золотого оруденения совместное рассмотрение двух независимых групп критериев существенно повышает степень достоверности прогнозных оценок за счет отбраковки ландшафтных, техногенных и прочих аномалий, зон рассеянной минерализации, непромышленных генетических типов оруденения и т.д. Приведенные примеры и имеющиеся экспериментальные данные свидетельствуют о значительной эффективности ионо-потенциметрического метода. Его применение в сочетании с традиционными литохимическими методами поисков по вторичным ореолам рассеяния позволяет проводить поиски в м-бах 1:50 000–1:10 000, оценку флангов и глубоких горизонтов месторождений, а также другие работы поисковой и оценочной направленности.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Исакович И.З.* Ореолы нерудной прожилковой минерализации на полиметаллических и золоторудных месторождениях и их прогнозно-поисковое значение. – М.: Бородино-Е, 2009.
2. *Кременецкий А.А., Головин А.А., Буренков Э.К., Чепкасова Т.В.* Современное состояние геохимических методов поисков месторождений полезных ископаемых в России и за рубежом // Прогнозно-поисковая геохимия — современное состояние и перспективы развития (к 100-летию со дня рождения профессора А.П.Соловова). М., 2008. С. 131–151.
3. *Миляев С.А., Чекваидзе В.Б.* Ионо-потенциметрические индикаторы золоторудных месторождений // Отечественная геология. 1996. № 9. С. 41–47.
4. *Миляев С.А., Чекваидзе В.Б.* Применение ионо-потенциметрического метода при поисках золоторудных месторождений в терригенно-сланцевых толщах (на примере Центральной Колымы) // Отечественная геология. 2007. № 4. С. 52–59.
5. *Перельман А.И.* Геохимия элементов в зоне гипергенеза. – М.: Недра, 1972.
6. *Соловов А.П.* Геохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых. – М.: Недра, 1985.
7. *Справочник по геохимическим поискам полезных ископаемых* / Под ред. А.П.Соловова. – М.: Недра, 1990.
8. *Трофимов Н.Н., Рычков А.И.* Роль высокоподвижных компонентов при литохимических глубинных поисках. – М.: Недра, 1988.
9. *Фурсов В.З.* Газортутный метод поисков месторождений полезных ископаемых. – М.: Наука, 1983.
10. *Чекваидзе В.Б., Миляев С.А.* Вторичные ореолы рассеяния аммония на золоторудных месторождениях // Руды и металлы. 1993. № 1–2. С. 60–68.
11. *Чекваидзе В.Б., Миляев С.А., Исакович И.З.* Комплексная петрографо-минералого-геохимическая методика поисков золоторудных месторождений. – М.: Бородино-Е, 2004.
12. *Чекваидзе В.Б., Миляев С.А., Исакович И.З.* Минералого-геохимические исследования при интерпретации и оценке геохимических аномалий // Золото — металл всех времен: Тр. Международной научно-технической конференции. Варна, Болгария, 2007. С. 164–175.

СТРОЕНИЕ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ



УДК 553.411 (575.1)

© Р.И.Конеев, Р.А.Халматов, 2013

НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ МИНЕРАЛОГИИ, ГЕОХИМИИ И ГЕНЕЗИСА РУД МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТА УЗБЕКИСТАНА

Р.И.Конеев, Р.А.Халматов (Национальный Университет Узбекистана)

Методами наноминералогии и наногеохимии изучены руды крупных месторождений золота Узбекистана (Мурунтау, Даугызтау, Чармитан, Кочбулак, Кызылалмасай и др.), которые образуют три рудных района — Кызылкумский, Нурагинский и Кураминский. Месторождения сформированы зональным рядом геохимических типов /Au-W/Au-As/Au-Te/Au-Ag/Au-Sb/Au-Hg/ и сопутствующих минеральных ассоциаций. Для каждого типа характерны определенные элементы-примеси, соединения золота и его микро-наноансамбли. На основе полученных и других данных сделан вывод об образовании месторождений под влиянием мантийных плюмов (горячих точек), которые накладывались на коровую архитектуру, сформировавшуюся в результате субдукционных процессов.

Ключевые слова: Узбекистан, месторождения золота, наноминералогия, наногеохимия, мантийные плюмы.

Конеев Рустам Исмаилович, ri.koneev@gmail.ru, Халматов Рустам Абдухатович, r.khalmatov@yahoo.com

Some aspects of the mineralogy, geochemistry, and ore genesis of gold deposits in Uzbekistan

R.I.Koneev, R.A.Khalmatov

Major ore gold deposits of Uzbekistan (Muruntau, Daugyztau, Charmitan, Kochbulak, Kyzylalmasay, etc.), which form the three ore districts — Kyzylkum, Nurata and Kurama were studied by the methods of nanomineralogy and nanogeochemistry. Deposits were formed by the zonal geochemical types /Au-W/Au-As/Au-Te/Au-Ag/Au-Sb/Au-Hg/ and related mineral assemblages. Each type is characterized by certain impurity elements, gold compounds and micro-nanoassemblages. Based on these and other data it is concluded that the formation of deposits was influenced by mantle plumes (hot spots), which are superimposed on the crustal architecture, formed by subduction processes.

Key words: Uzbekistan, gold deposits, nanomineralogy, nanogeochemistry, mantle plumes.

В настоящее время при исследовании золоторудных месторождений, металлогенических построениях, прогнозе и поисках используются научно обоснованные классификации, аналогичные разработанным в свое время В.Линдгреном, Г.Шнейдереном, Н.В.Петровской и др. Выделяются золото-кварцевые, золото-сульфидно-кварцевые, высоко-, низкосульфидизированные, Карлин, «intrusion related» и другие типы. Такой подход оправдан при разведке, оценке или подсчете запасов, но не может использоваться при решении проблем генезиса, металлогении, закономерностей формирования и размещения месторождений, прогноза и поиска.

Геолого-промышленный подход, ориентировка на основные слагающие руды минералы (кварц, сульфиды, карбонаты) или метасоматические новообразования (адуляр, алунит, серицит) значительно сужают круг минералогических и геохимических признаков золотого оруденения. При этом золото с содержанием $n-0,1$ г/т и размерами выделения $n-0,01$ мкм считается главным элементом и мине-

ралом, а геохимически связанные с ним Te, Se, Hg, Bi и др., соответственно различные теллуриды, селениды, сульфосоли при тех же или больших параметрах относят к второстепенным, редким или экзотичным. Обычно приводятся детальное описание золота и повторяющееся от месторождения к месторождению перечисление минералов — кварца, карбонатов, пирита, халькопирита, галенита и т.д., которые составляют главную массу руды, но не всегда определяют геохимию и минералогию золота.

Методика исследования. Наши исследования строились с учетом нескольких принципиальных научных положений.

1. «Представляется очевидным, что все природные материалы и системы состоят из нанообъектов. Именно в интервале наноразмеров, на молекулярном уровне природа программирует основные характеристики веществ, явлений и процессов» [6, с. 15]. Все минералы проходят этап наносостояния при кристаллизации или природном диспергировании, и многие из них остаются «карликами».

2. Золото в первичных рудах коренных месторождений это типичный микро-наноминерал, выделяющийся в виде наночастиц (невидимое) или соединений с элементами соответствующих типов оруденения, чаще всего размером <50 мкм. Накапливается и извлекается золото из грави-флотоконцентратов сульфидов, сульфосолей, теллуридов, селенидов, самородных металлов и др., которые несут прямую информацию об условиях его кристаллизации, образуя с ним закономерные микро-, наноансамбли. Грави-флотоконцентраты — главный промышленный продукт горно-обогажительных комбинатов, а не кварц и другие нерудные минералы.

3. Рудообразование — физико-химический процесс, происходящий закономерно, в соответствии со стандартной зональностью отложения элементов, минералов, минеральных ассоциаций, в зависимости от глубины, термодинамических параметров, окислительно-восстановительного потенциала и т.д. Эти законы и правила действуют при формировании рудных тел, месторождений, рудных полей и районов.

Авторы разделяют выводы, изложенные в работах [4, 10], о том, что все эндогенные золоторудные месторождения, независимо от возраста, геолого-тектонической позиции, состава глубинного субстрата и вмещающих пород характеризуются стандартным набором минеральных типов: золото-редкометалльный, золото-арсенопиритовый, золото-полиметаллический, золото-теллуридный, золото-сульфосольный, золото-серебро-сурьмяно-ртутный. Д.С.Рундквист [10] установил для стандартного ряда минеральных типов единую главную последовательность выделения геохимических парагенезисов, которая проявляется для различных гипо-, мезо-, эпitherмальных месторождений золота: $/\text{Au-W}/\text{Au-Mo}/\text{Au}-(\text{Mo}, \text{Cu})/\text{Au-As}/\text{Pb-Zn-Au-Ag}/\text{Au-Te}/\text{Au-Ag}/\text{Au-Sb}/\text{Au-Ag-Sb-As-Hg}/$.

Перечисленные положения были реализованы с использованием методологии современных направлений — наноминералогии и наногеохимии [3, 5]. Главным стал разработанный нами метод минералого-геохимической нанотехнологии (МГН). Он основан на изучении тяжелой фракции дубликатов истертых (0,07 мм) геохимических, керновых, бороздовых и других проб, выборочно отобранных по результатам спектрального полуколичественного анализа и проанализированных масс-спектрометрически (ICP MS Elan DRC II). Из выделенной тяжелой фракции изготавливаются брикеты, которые исследуются на электронном зонде (JXA Superprobe 8800R, SX-50). Предложенная методика значительно увеличивает вероятность наблюдения золота и его спутников, особенно микро-нановключений, и

устраняет необходимость просмотра огромного количества аншлифов. Изучены руды с содержанием золота выше среднего, принятого на месторождении. Всего изучено 119 проб руды 14 промышленных месторождений Узбекистана [3].

Особенности размещения золоторудных месторождений. Республика Узбекистан по запасам, ресурсам и добыче золота входит в первую десятку стран мира. Все промышленные объекты располагаются в пределах Кызылкумо-Кураминского металлогенического пояса (ККМП), в который входят Южно-Тяньшаньский орогенический и Валериановско-Бельтау-Кураминский вулканоплутонический пояса. Формирование металлогенического пояса связывается с субдукцией коры Туркестанского палеоокеанического бассейна под Казахстанский микроконтинент и последующими геодинамическими процессами [14].

Кызылкумо-Кураминский металлогенический пояс представляет собой линейную в целом субширотную структуру, дугообразно вытягивающуюся с северо-запада на северо-восток. Золоторудные месторождения образуют три рудных района — Кызылкумский, Нуратинский, Кураминский (рисунок). Они сформировались в участках пересечения ККМП поперечными (анти Тяньшаньскими) сквозными глубинными разломами, которые обуславливают блоковое строение территории [8]. Узловое размещение рудных районов характерно для многих регионов мира [12]. Наиболее эродирован Кызылкумский блок, наименее — Кураминский. Некоторые исследователи считают, что рудные районы приурочены к узлам пересечения ККМП трансформными разломами [7]. В материалах Даугызтауской экспедиции (Ю.Н.Зверев и др., 1983) указывается, что все золоторудные и золото-серебряные проявления Кызылкумского рудного района пространственно тяготеют к участкам сопряжения или пересечения субмеридиональных разрывов с субширотными разломами. И.О.Хамроев и др. (1997 г.) отмечают, что в Нуратинском районе в узле пересечения скрытого глубинного субмеридионального Зирабулак-Кошрабадского и Караулхана-Чармитанского субширотного разломов находятся месторождения золота Чармитан, Гужумсай и Урталик. Большинство исследователей (В.А.Арапов, В.П.Коржаев, В.В.Михайлов и др.) считают, что при формировании золотого оруденения в Кураминском районе важную рудоконцентрирующую роль играют субмеридиональные разломы фундамента, узлы пересечения которых с субширотными грабнями контролируют положение центров вулканической деятельности (субвулканы, экструзии) и золоторудных полей. Месторождения



Размещение золоторудных объектов в рудных районах Узбекистана:

месторождения: 1 — золоторудные, 2 — золото-серебряные; рудные районы: 1 — Кызылкумский, 2 — Нуратинский, 3 — Кураминский

Кызылкумского рудного района локализованы преимущественно в черных сланцах бесапанской свиты (О-S), Нуратинского — в граносиенитах Кошрабадского интрузива (C₃), Кураминского — в андезидацитах надакской свиты (C₂₋₃).

Учитывая блоковое строение ККМП, месторождения Кызылкумского и Нуратинского районов относятся к гипо-мезотермальным гипабиссального уровня глубинности, Кураминского — к эпитермальным близповерхностного уровня. Золотое оруденение сопровождается предрудными и околорудными метасоматическими изменениями вмещающих пород — пропилитизацией, березитизацией, аргиллизацией. Очевидно, что главная роль метасоматоза заключается в создании благоприятной для отложения золота стандартной физико-химической среды и нивелировании состава разнообразных вмещающих пород. Многочисленные определения абсолютного возраста K-Ar, Rb-Sr, U-Pb, Os-Re, Sm-Nd методами (В.А.Коваленкер, Ю.А.Костицин, Ю.Компс, Р.Морелли, Р.Селтманн и др.) свидетельствуют о том, что рудообразование происходило в течение длительного периода времени порядка 90 млн. лет (от 310 до 220 млн. лет). Фиксируются эпохи рудообразования от позднего карбона до триаса, но возраст основного периода золотого рудоотложения в пределах ККМП приходится на 280–290 млн. лет, т.е. на границу C₃–P₁. В результате изотопно-геохимических исследований выявлено, что рудообразующий флюид формировался при смешении растворов разного происхождения — корового, магматического, мантийного и др.

Минералогия руд. Анализ минерального состава руд месторождений золота Узбекистана [3, 9] показал, что на всех объектах проявлено по шесть золотосодержащих минеральных ассоциаций (табл. 1), которые соответствуют шести геохимическим типам — /Au-W/Au-As/Au-Te/Au-Ag/ Au-Sb/Au-Hg/. Выделенный ряд совпадает с осевой геохимической зональностью гидротермальных сульфидсодержащих месторождений, соответствует классификации золото-серебросодержащих руд по технологическим свойствам — золото-мышьяковые, золото-теллуристые, золото-серебряные и т.д. [1] и принимается за стандартный ряд промышленных типов. Положение объектов в пределах ККМП, состав вмещающих пород и метасоматических преобразований, форма рудных тел и другие признаки роли не играют. В то же время, геохимический ряд на месторождениях проявляется в виде конкретных минеральных ассоциаций в определенных геологических (термодинамических) условиях, что соответствует определению «рудная формация».

Наноминералогия — наука об условиях формирования, физико-химических свойствах природных соединений, размер которых хотя бы в одном измерении входит в наношкалу (10⁻⁶–10⁻⁹ м). Мир микро- и наноминералов гораздо разнообразнее и шире, чем мир макроминералов. Он однозначно отражает первоначальный геохимический тип руд и тесно связан с золотом. От 80 до 95% зерен самородного золота в эндогенных рудах месторождений Узбекистана имеют размер <0,05 мм [3, 9]. Учитывая, что природные минералы неоднородны, насы-

1. Минеральные ассоциации ведущих золоторудных месторождений Узбекистана [3, 9]

Месторождение	Минеральная ассоциация					
Мурунтау, Мютенбай	Шеелит-Ау-карбонат-хлорит-кварцевая	Ау-арсенопирит-пирит-кварцевая	Полисульфидно-карбонат-кварцевая	Ag-адуляр-карбонат-кварцевая	Антимонит-пирит-кальцитовая	Киноварь-кварц-диккитовая
Даугызтау, Амантайтау	Редкометалло-кварцевая	Ау-пирит-арсенопиритовая	Полисульфидно-кварц-серицит-карбонатная	Серебро-сульфосольная	Кварц-кальцит-антимонитовая	Кварц-карбонатная
Высоковольное, Косманачи			Полисульфидно-кварц-карбонатная			Кварц-кальцитовая
Чармитан, Гужумсай, Урталиқ	Шеелит-Ау-кварцевая	Пирит-арсенопиритовая	Полисульфидная с теллуридами	Галенит-сфалеритовая с электрумом	Кальцит-антимонитовая	Кварц-карбонатная
Кочбулак, Кайрагач	Вольфрамат-кварцевая	Ау-пирит-кварцевая	Ау-сульфидно-теллуридная	Сфалерит-галенитовая с Au и Ag		
Кызылалмасай, Арабулак	Шеелит-молибденитовая	Ау-пирит-арсенопиритовая	Ау-теллуридно-полиметаллическая	Электрум-селенидно-полисульфидная	Кварц-кальцитовая	Барит-флюорит-киноварная
Геохимический тип	Au-W	Au-As	Au-Te	Au-Ag	Au-Sb	Au-Hg

щены микро-нановключениями, каждый минеральный индивид рассматривается нами как нанокомпозит с размерами, превышающими наношкалу. На основе данных наноминералогических исследований и обобщении работ других авторов предлагается выделять следующие главные типы промышленной золоторудной минерализации на территории Узбекистана от ранних к более поздним (табл. 2).

Au-W. Этот тип минерализации широко проявлен в гипотермальных условиях. Характерен для месторождений Мурунтау, Мютенбай, Чармитан. Будучи ранней гидротермально-метасоматической ассоциацией, аккумулирует минералы последующих парагенезисов, образуя промышленные рудные залежи. Главные минералы — шеелит (CaWO_4), молибденит (MoS_2). В эпитеермальных условиях проявляется незначительно в форме гюбнерита (MnWO_4), молибдошеелита (Ca(W, Mo)O_4), йордизита (MoS_2). Золото в небольших количествах рассеяно в минералах.

Au-As. На всех месторождениях образует зоны жильной, прожилковой, вкрапленной минерализации, занимая основной объем рудных тел и минерализованных зон. В гипо-мезотермальных условиях главным рудным минералом является арсенопирит, меньше распространен пирит; в мезо-эпитеермальных преобладает пирит (чаще мышьяковистый) и тонкокристаллический, игольчатый, вкрапленный арсенопирит. Первоначально золото, по-видимому, связано в пирите, арсенопирите в виде изоструктурных соединений AuAsS , AuS_2 .

Совмещение с последующими типами минерализации приводит к укрупнению, переотложению золота с образованием рудных столбов. Арсенопирит-пиритовая минерализация сопровождается никель-кобальтовой — кобальтин (Co(AsS)), герсдорфит (NiAsS), виоларит (FeNi_2S_4), особенно в гипо-мезотермальных условиях.

Au-Te. Один из главных типов, определяющих золотоносность руд. В гипо-мезотермальных условиях формируется золото-висмут-теллуридная ассоциация с типоморфными для нее мальдонитом (Au_2Bi), теллуридами висмута — пильзенит (Bi_4Te_3), хедлейит (Bi_7Te_3), цумоит (BiTe), жозеит (Bi_4TeS_2) и висмутовыми сульфосолями — густавит ($\text{AgPbBi}_3\text{S}_6$), кобеллит ($\text{Pb}_6\text{FeBi}_4\text{Sb}_2\text{S}_{16}$) и др. В мезо-эпитеермальных условиях Au-Te тип представлен золото-серебро-теллуридно-полиметаллической ассоциацией. Типоморфные минералы — калаверит (AuTe_2), петцит (Au_3AgTe_2), гессит (AgTe_2), алтаит (PbS), теллурантимон (Sb_2Te_3), колорадоит (HgTe) и др., а также селениды висмута — богдановичит (AgBiSe_2), лайтакариит (Bi_4Se_3) и др.

Au-Ag. Кроме электрума (AuAg) и кюстелита (AuAg_3), типоморфными минералами этого типа являются петровскаит (AuAgS), фишессерит (AgAuSe_2), науманнит (Ag_2Se), разнообразные сульфосоли серебра — полибазит ($(\text{AgCu})_{10}\text{Sb}_2\text{S}_{11}$), пираргирит (AgSbS_3), прустит (Ag_3AsS_3) и др. Формируясь в эпитеермальных условиях, он про-

2. Главные типы золоторудной минерализации в месторождениях Узбекистана

Тип, парагенезис элементов	Условия формирования, $T, ^\circ\text{C}$	Минеральные ассоциации	Типоморфные микро-наноминералы	Соединения золота	Примеры месторождений
Au-Hg , As, Sb, Se, Tl	Эпи-мезотермальные, 100–300	Киноварная: киноварь, реальгар, аурипигмент	Консбергит, швацит, тиманнит, круксит	Амальгамы Au, Ag	Карасу, Джасаул, Акчасай
Au-Sb , Pb, Cu, Ag, Se, Hg		Антимонит-сульфоантимонитовая: антимонит, пирит, тетраэдрит	Джемсонит, бурнонит, цинкенит, буланжерит, миаргирит, андорит, эвкайрит	Ауростибит (AuSb ₂)	Амантайтау, Даугызтау, Гужумсай, Чармитан
Au-Ag , Se, Sb, Cu, Te, Hg		Селенидно-полисульфидная: пирит, халькопирит, галенит, фрейбергит, акантит	Пираргирит, полибазит, стефанит, науманнит, агиларит, клаусталит, кервеллит	Петровскаит (AuAgS), фишессерит (AgAuSe ₂), электрум (AuAg)	Косманачи, Высоковольтное, Аджибугут, Пирмираб, Кызылалмасай
Au-Te , Bi, Sb, Ag, Pb, Cu, Se, Hg		Серебро-теллуридно-полиметаллическая: пирит, голдфилдит, антивит, галенит, халькопирит, сфалерит	Гессит, алтаит, теллурит, антимонит, богдановичит, колорадоит, тетрадимит, лайтакариит, павонит, джуноит, чаткалит	Калаверит (AuTe ₂), петцит (Au ₃ AgTe ₂)	Кочбулак, Кайрагач, Амантайтау, Ясвай
	Мезо-гипотермальные, 200–400	Висмут-теллуридная: пирит, галенит, халькопирит, сфалерит	Пильзенит, хедлейит, цумоит, ингодит, жозеит, кобеллит, густавит, матильдит, Теканфильдит	Мальдонит (Au ₂ Bi)	Мурунтау, Мютенбай, Чармитан, Урталик
Au-As , S, Co, Ni	Эпи-мезотермальные, 100–300	Пирит-арсенопиритовая: As-пирит, арсенопирит	Герсдорфит, леллингит, никелин	AuS ₂ , AuAsS	Амантайтау, Даугызтау, Кызылалмасай, Кочбулак
	Мезо-гипотермальные, 200–500	Арсенопирит-пиритовая: арсенопирит, As-пирит, пирротин	Кобальтин, герсдорфит, пентландит, виоларит	AuAsS, AuS ₂	Мурунтау, Чармитан, Кокпатас
Au-W , Mo, Sn, PЗЭ	Гипотермальные, 300–600	Редкометальная: шеелит, молибденит, пирит	Вольфрамит, тунгстенит, монацит, ксенотим	?	Мурунтау, Чармитан

является практически на всех месторождениях и золоторудных полях Узбекистана на верхнерудных уровнях или в виде отдельных рудопоявлений с преобладанием серебра, $\text{Au}:\text{Ag}$ от 1:10 и до 1:500.

Au-Sb. Известен на многих месторождениях, особенно в Западном Узбекистане, в виде жил иногда массивного антимонита. Но более разнообразна и интересна в отношении золота сульфоантимонитовая минерализация. Она широко развита в рудах месторождений Чармитан, Гужумсай, Даугызтау, Амантайтау и др. Типоморфными минералами являются ауростибит (AuSb_2) и многочисленные сульфоантимониды, преимущественно свинца — джемсонит ($\text{Pb}_4\text{FeSb}_6\text{S}_{14}$), буланжерит ($\text{Pb}_5\text{Sb}_4\text{S}_{11}$), андорит (PbAgSb_4S) и др., встречаются селениды — эвкайрит (CuAgSe).

Au-Hg. Киноварная минерализация на большинстве рудных полей Узбекистана завершает рудный процесс. Присутствует в виде небольших рудопоявлений или совмещается с основными рудами

в виде вкрапленности киновари (HgS), конгсбергита (Ag_3Hg), ртутистого золота ($\text{Au}(\text{Hg}, \text{Ag})$), швацита ($\text{Cu}_{10}\text{Hg}_2\text{Sb}_4\text{S}_{13}$).

Геохимия руд. Геохимические исследования на золоторудных месторождениях Узбекистана в основном были связаны с изучением поведения и распределения элементов в окорудных ореолах. Они базируются главным образом на данных спектрального анализа, который не определяет такие элементы, как Te, Se, Hg, Pt, Pd и др.

Наногеохимию можно определить как науку о распределении (концентрации – рассеянии) и процессах миграции в земной коре химических элементов, кларки и промышленные содержания которых составляют $n-0,00n$ г/т ($10^{-6}-10^{-9}$ т). Очевидно, что геохимия таких элементов, как Au, Te, Se, Pt, Pd, Bi и др. будет отличаться от геохимии Fe, Pb, Zn, Cu или Si, Al, Mg и т.д. Для золота важен тот факт, что этот благородный инертный металл в состоянии наночастиц становится чрезвычайно активным химически

и образует в зависимости от термодинамических, физико-химических условий самые разнообразные соединения — Au_3Ni , Au_2Bi , AuCu , AuPb_2 , AuTe_2 , AuSb_2 , Au_2Hg , AgAuS , Ag_3AuSe_2 , $\text{AuO} \cdot \text{Au}(\text{OH})_2$ и др. Основной акцент в геохимических исследованиях сделан на рудные элементы-спутники золота. Наногеохимический подход к анализу руд эталонных золоторудных месторождений рудных районов Узбекистана с последующим расчетом коэффициента концентрации элементов относительно их кларков в земной коре [1] позволил выделить сопоставимые геохимические ряды интенсивности накопления элементов в валовых пробах с концентрацией золота не ниже среднего содержания, принятого на месторождении:

Мурунтау — $\text{Bi-As-Te-Au-Se-Pd-W-Ag-Sb-Mo-Hg-Pb-Cu-Pt-Sn-Zn-Co-Ni}$,

Даугызтау — $\text{Au-As-Te-Sb-Bi-Ag-Se-Pb-Hg-Pd-W-Mo-Zn-Cu-Sn-Co-Ni}$,

Чармитан — $\text{As-Te-Bi-Au-Sb-Ag-Se-Pb-W-Hg-Mo-Pd-Sn-Co-Zn-Cu-Ni}$,

Кочбулак — $\text{Te-Au-Bi-Sb-Ag-Se-As-Cu-Pb-Sn-Zn-Hg-Pd-W-Mo-Co-Ni}$,

Кызылалма — $\text{Au-Ag-Se-Sb-Bi-Te-Pb-As-Cu-Hg-Zn-Mo-W-Pd-Sn-Ni-Co}$.

Установлено, что Au , Ag , Bi , Te , As , Se , Sb концентрируются в рудах в количествах в тысячи раз более их кларков. Вышекларковых содержаний в сотни раз достигают W , Pb . Коэффициенты концентрации Pd , Mo , Hg , Sn , реже Cu в 10–100 раз более их кларков. Коэффициенты концентрации остальных элементов, в том числе редкоземельных, редко превышают 10. Наногеохимические исследования свидетельствуют о том, что геохимию золота прежде всего определяют As , Te , Bi , Sb , Ag , Se и, по-видимому, S . Кроме того, важно учитывать содержания Pb , Hg , W , Mo , Cu и, возможно, Tl . В золоторудных месторождениях Кызылкумского и Нуратинского районов ведущее значение имеют As , Bi , Te , Sb , Ag , W , Mo , Pb , в Кураминском — Te , Bi , Sb , Ag , Se , Pb , Cu . На золото-серебряных месторождениях Кызылкумов и Курамы ведущий геохимический ряд сходный — Ag , Sb , Te , Se , Pb , Cu в силу близких эпитермальных условий образования.

Проведенные наноминералогические и наногеохимические исследования руд месторождений золота Узбекистана позволяют предложить систематизацию золоторудных месторождений на основе выделения геохимических типов, которые составляют стандартный зональный ряд — $\text{Au-W/Au-As/Au-Te/Au-Ag/Au-Sb/Au-Hg}$. Опыт применения метода минералого-геохимической нанотехнологии показал ряд преимуществ предложенной схемы.

Во-первых, в ней существует единый алгоритм классификации месторождений, основанный на закономерном стандартном ряду геохимической зональности, и схема, в определенной степени, является прогностической. Ее использование повышает результативность и конкретность, например, металлогенических построений, в настоящее время основанных на выделении золото-кварцевой, золото-сульфидно-кварцевой, золото-сульфидной формаций или геолого-промышленных типов. Во-вторых, появляется возможность определения перспектив оруденения на глубину и флангах на уровне современного эрозионного среза, ориентируясь на микро-наноминеральный состав выявленных ассоциаций и геохимический спектр рудных элементов. В-третьих, опираясь на экспериментальные исследования, по определенным ассоциациям или микро-наноансамблям минералов можно судить о физико-химической обстановке формирования оруденения. Например, наличие висмутовых теллуридов говорит о восстановительных условиях и температурах $>260^\circ\text{C}$, а развитие Au-Ag теллуридов — об окислительных условиях и температурах от 100 до 300°C . В-четвертых, становится возможным качественно определять масштабы оруденения. Установлено [13], что чем большее количество минералов и их разновидностей выявлено, тем крупнее объект. То есть разнообразный состав микро-наноансамблей золота свидетельствует о совмещении большого количества типов оруденения и значительном размахе условий рудообразования.

Характерно, что каждому геохимическому типу соответствует определенное соединение золота. Для Au-As предполагаются невидимые изоструктурные соединения типа AuAsS , AuS_2 ; Au-Te(Bi) — мальдонит (Au_2Bi); Au-Te(Ag) — калаверит (AuTe_2), петцит (Au_3AgTe_2); Au-Ag — электрум (AuAg), кюстелит (AuAg_3), петровскит (AuAgS), фишессерит (AgAuSe_2); Au-Sb — ауристобит (AuSb_2); Au-Hg — ртутистое золото Au(AgHg) . Еще раз подчеркнем, что выделенный ряд геохимических типов золоторудной минерализации отражает стандартный ряд геохимической зональности и проявлен на всех месторождениях независимо от состава вмещающих пород, который влияет на состав околорудных метасоматитов и жильных минералов. Соотношение и минеральные формы выделенных типов зависят от физико-химических условий и уровня эрозионного среза. В промышленных рудах может наблюдаться совмещение от двух до шести типов. Например, на Мурунтау промышленные залежи формируют в основном $\text{Au-W/Au-As/Au-Te(Bi)}$ геохимические типы, Чармитане — $\text{Au-As/Au-Te(Bi)/Au-Ag/Au-Sb/}$, Кочбулаке — Au-As/Au-Te(Ag/) , Кызы-

лалмасай — /Au-As/Au-Ag/. Закономерная последовательность отложения соответствующих минеральных ассоциаций золота проявляется как в виде вертикальной, так и латеральной зональности в пределах месторождений, рудных районов или металлогенического пояса. На месторождении Кызылалмасай Au-Ag минерализация с глубиной сменяется Au-Te. В Кызылкумском районе месторождения Мурунтау, Амантайтау, Даугызтау и Высоковольное размещаются в единой юго-западной структуре с зональной сменой геохимических типов золоторудной минерализации: /Au-W, As, Te, Bi/-/Au-As, Te, Sb, Ag/-/Au-Ag, Se, Sb, Hg/. Южнее (Аджибугут) установлены золото-серебро-селеновая минерализация с фишессеритом (AgAuSe_2) и ртутные рудопоявления. В целом с запада на восток ККМП возрастает роль поздних типов золотого оруденения, от Au-W к Au-Sb, Hg, вплоть до образования самостоятельных сурьмяных и ртутных месторождений на территории Кыргызстана и Таджикистана, которые отличаются повышенной концентрацией Se и Tl. Ртутные месторождения соответствуют типу Карлин.

Такое постоянство проявления геохимического ряда можно рассматривать как свидетельство единого источника рудных элементов. Присутствие в рудах Hg, Te, платиноидов, самородных металлов, карбидов говорит в пользу участия в рудообразовании глубинных восстановительных флюидов, по-видимому, мантийного происхождения. Коровые источники, вмещающие породы, влияли на состав ранних гидротермально-метасоматических ассоциаций, образование нерудных минералов. Заметим, что если кларк Au в земной коре составляет 0,0043, в сланцах — 0,001, породах кислого состава — 0,0045, породах основного состава — 0,007 г/т, то в каменных хондритах — 0,17 г/т [11]. Изменение минеральных форм и роли определенных геохимических типов в формировании промышленных руд связано с блоковым строением ККМП и сменой физико-химических условий от гипо- к эпитермальным с запада на восток.

Объяснением особенностей золоторудных районов могут стать представления ряда исследователей о горячих точках, или мантийных плюмах, которые накладывались на коровую архитектуру, первоначально сформировавшуюся в результате субдукционных процессов [2]. По данным геофизических исследований существует связь между месторождениями и глубинными аномалиями в строении континентальной коры и верхней мантии [7]. Причем наблюдается латеральная зональность изолиний границы Мохо от 35–40 км на западе ККМП с погружением до 50–55 км на востоке [8].

Таким образом, золоторудные месторождения Узбекистана (Западный Тянь-Шань) сформированы единым рядом геохимических типов, который зонально проявляется в рудных телах, месторождениях и рудных полях — /Au-W/Au-As/Au-Te/Au-Ag/Au-Sb/Au-Hg/. Он рассматривается как стандартный ряд промышленных типов. Каждому типу соответствуют определенное соединение золота и характерные, неповторяющиеся микро-наноансамбли минералов в строгом соответствии с физико-химическими, термодинамическими условиями рудообразования. Для Узбекистана основными промышленными являются Au-As, Au-Te, Au-Ag, Au-Sb типы.

Месторождения локализованы в трех рудных районах — Кызылкумском, Нуратинском и Кураминском, которые размещаются в узлах пересечения Кызылкумско-Кураминского металлогенического пояса поперечными, трансформными, глубинными разломами. Предполагается, что особенности геологического строения, металлогении рудных районов, геохимия и минералогия промышленных руд обусловлены развитием горячих точек, или мантийных плюмов. Минералого-геохимические признаки выделенных типов предлагается использовать при поисках, оценке эрозийного среза и перспектив месторождений. Чем больше микро-наноансамблей установлено на объекте, т.е. чем больше геохимических, соответственно, и минеральных типов совмещено, тем более масштабно оруденение.

Исследования проведены при поддержке гранта Ф8-17 Комитета по координации и развитию науки и технологий РУз и Международной геологической корреляционной программы IGCP-592. Авторы благодарят директора CERCAMS Р.Селтманна (UK, Лондон, NHM) за помощь в выполнении аналитических исследований.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Зеленов В.И. Методика исследования золото- и серебросодержащих руд. — М.: Недра, 1989.
2. Золото-серебряные и медно-золотые гиганты Центральной Евразии: следы горячих точек относительно орогенических поясов / Р.Селтманн, А.Долгополова, Р.Конев и др. // Рудно-магматические системы орогенных областей. Ташкент, 2010. С. 382–387.
3. Конев Р.И., Халматов Р.А., Мун Ю.С. Наноминералогия и наногеохимия руд месторождений золота Узбекистана // Зап. РМО. 2010. № 2. С. 1–14.
4. Кременецкий А.А., Минцер Э.Ф. Универсальность золоторудных систем — ключевой критерий регионального прогноза промышленного оруденения // Отечественная геология. 1995. № 1. С. 19–27.
5. Наногеохимия золота: Тр. симпозиума. — Владивосток: Дальнаука, 2008.

6. *Нанотехнология* в ближайшем десятилетии. Прогноз направления исследований / Под ред. М.Рока, Р.Уильямса, П.Аливисатоса. – М.: Мир, 2002.
7. Нуртаев Б.С. Формирование зональности и концентрация полезных ископаемых в обстановках коллизии по геолого-геофизическим данным // Приоритетные направления геологического изучения недр в Республике Узбекистан. Ташкент, 2011. С. 41–44.
8. Региональная металлогения Центральной части Средней Азии / Отв. ред. Т.М.Мацокина. – Ташкент: ФАН, 1979.
9. Рудные месторождения Узбекистана / Под ред. Н.А.Ахмедова. – Ташкент: Гидроингео, 2001.
10. Рундквист Д.В. Фактор времени при формировании гидротермальных месторождений: периоды, эпохи, этапы и стадии рудообразования // Геология рудных месторождений. 1997. № 1. С. 11–24.
11. Справочник по геохимии / Г.В.Войткевич, А.В.Кокин, А.Е.Мирошников и др. – М.: Недра, 1990.
12. Томсон И.Н. Металлогения рудных районов. – М.: Недра, 1988.
13. Томсон И.Н., Полякова О.П. Минералого-геохимические индикаторы крупных рудных месторождений // Отечественная геология. 1985. № 3. С. 38–43.
14. Gold and Base Metal Metallogeny of the Central Asian Orogenic Supercollage / A.S.Yakubchuk, V.V.Shatov, D.Kirwin et al. // Society of Economic Geology, Inc. Economic Geology, 100th Anniversary Volume, 2005. P. 1035–1068.

УДК 553.411:553

© О.Б.Рыжов, 2013

О ЗАМЕЩЕНИИ КАЛЬЦИТА КВАРЦЕМ НА БЛИЗПОВЕРХНОСТНЫХ ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ МАГАДАНСКОЙ ОБЛАСТИ

О.Б.Рыжов (ЦНИГРИ Роснедра Минприроды России)

Охарактеризовано непосредственное замещение кальцита кварцем в гидротермальных условиях а также его ступенчатое замещение Fe-карбонатами (кальцит→анкерит→Fe-доломит→доломит→кварц) в течение одной стадии минералообразования (внутристадийные замещения). Детально разобраны формы и способы этого замещения. Приведены данные теоретических и экспериментальных работ по соотношению устойчивости кварца и кальцита в гидротермальных условиях, рассмотрены возможные изменения химизма гидротермальных рудообразующих растворов во времени в зависимости от T, P, pH.

Ключевые слова: золото-серебряные месторождения, кварц, кальцит, условия образования, метасоматические замещения.

Рыжов Олег Борисович, blagmet@tsnigri.ru

ON REPLACEMENT OF CALCITE BY QUARTZ IN EPITHERMAL Au-Ag DEPOSITS, MAGADAN OBLAST

O.B.Ryzhov

Replacement of quartz by calcite in hydrothermal environment is characterized, and its subsequent stepwise replacement by Fe-carbonates (calcite→ankerite→Fe-dolomite→dolomite→quartz) during the course of single stage of mineral deposition (a within-stage replacement). Possible replacement scenarios are considered in detail. Theoretical and experimental data are presented to illustrate relative stability of quartz vs. calcite in hydrothermal environments, and on this basis, possible temporal variations in the hydrothermal fluid chemistries are considered, governed by T, P, pH.

Key words: Au-Ag deposits, quartz, calcite, ore deposition environment, metasomatic replacement.

Определение условий рудообразования, в том числе параметров растворов, при которых происходят внутр-истадийные замещения одних минералов другими, и эволюции этих параметров во времени является важной задачей при изучении золоторудных месторождений. Это позволяет более достоверно на ранних стадиях изучения объектов оценивать масштаб и вертикальный размах оруденения.

Материал для данной статьи собран автором при детальном минералогическом изучении месторождений Джульетта [2, 17], Лунный [8], Кубака, Карамкен и рудопоявления Горный (Валунистое рудное поле, Чукотка), расположенных во внешней мегазоне Охотско-Чукотского вулканического пояса в пределах крупных вулканотектонических депрессий.

Депрессии выполнены ниже-верхнемеловыми вулканогенно-осадочными отложениями мощностью до 1000 м. Породы основания депрессий представлены в основном нижнеюрскими интенсивно дислоцированными морскими песчано-глинистыми отложениями.

На золото-серебряных месторождениях, локализованных в пределах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, в кварцевых жилах регулярно встречаются полные или частичные псевдоморфозы кварца по кальциту, которые в описаниях геологов часто фигурируют под названием «пластинчатый кварц». Такие псевдоморфозы четко фиксируют близповерхностный уровень формирования объектов и в определенной степени характеризуют давление, pH среды и температуру рудообразования. Их изучение позволит детально расшифровывать условия формирования подобных объектов и, соответственно, объективно оценивать новые, слабоизученные рудопоявления, с которыми часто сталкиваются полевые геологи. На месторождениях других формационных типов также постоянно отмечается замещение кальцита кварцем, но в большинстве случаев оно развивается как по двойниковым швам, если замещается sdвойникованный кальцит, так и по трещинам спайности и границам зерен [4]. На эпитермальных объектах механизм замещения кальцита кварцем значительно сложнее.

Рудные, а часто и безрудные жилы на эпитермальных золото-серебряных месторождениях, как правило, обладают ритмично-полосчатой макротекстурой. В подавляющем большинстве случаев она обусловлена чередованием карбонатных, кварцевых и полиминеральных (гидрослюдисто-карбонат (анкерит или доломит)-адуляр-кварцевых) агрегатов. Микротекстура кварцевых прослоев обычно гребенчатая, реже радиально-лучистая. В прослоях полиминерального состава она массивная, гнездовая или вкрапленная. В большинстве Au-Ag-кварцевых жил отмечается не менее 10–15 (до 50) тонкозернистых гидрослюдисто (или серицит)-карбонат-адуляр-кварцевых ритмов среди прослоев гребенчатого кварца (рис. 1). Их мощность обычно невелика и варьирует от долей миллиметра до первых сантиметров. На их долю приходится не более 1–5% мощно-

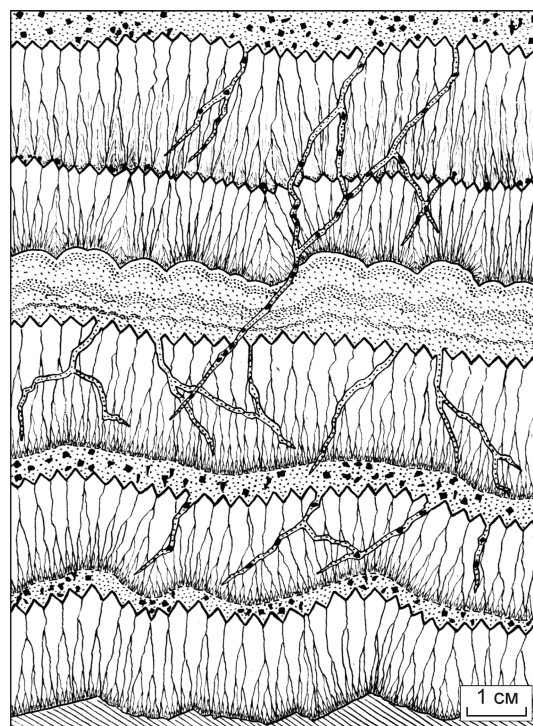


Рис. 1. Строение ритмично-полосчатой золото-серебряной жилы, зарисовка образца:

1 — полиминеральные кварц-серицит-адуляр-карбонатные ритмы; 2 — то же, с вкрапленностью рудных минералов; 3 — гребенчатый кварц; 4 — вмещающая порода

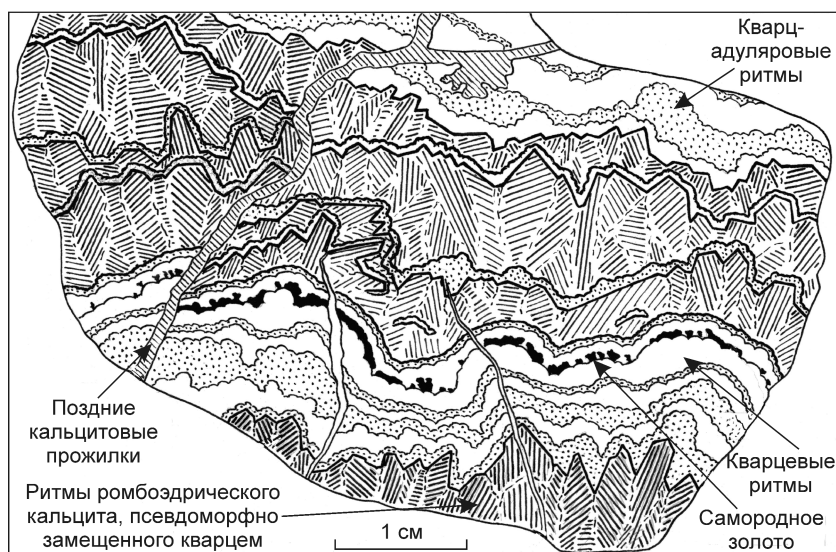


Рис. 2. Ритмично-полосчатая золоторудная жила, зарисовка образца

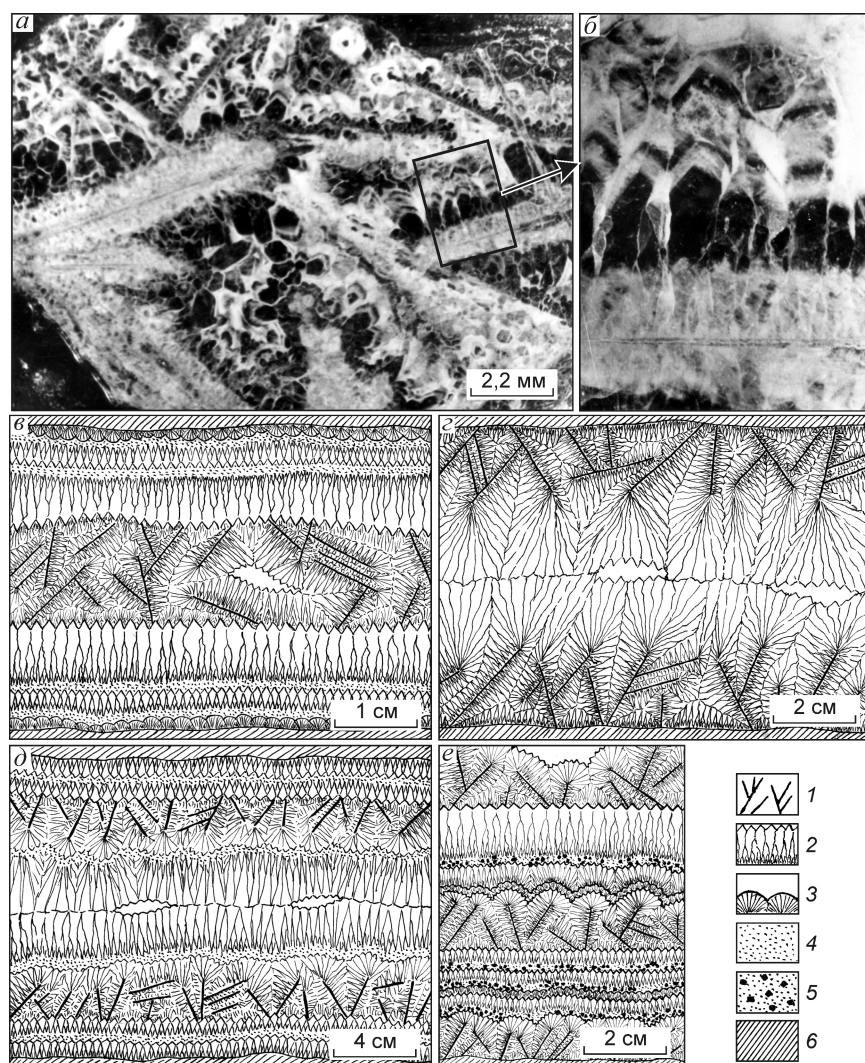


Рис. 3. Строение (а, б) и положение (в-е) ритмов пластинчатого кальцита в полосчатых кварцевых жилах:

обрастание гребенчатым кварцем пластинчатых кристаллов кальцита: а — общий вид, б — фрагмент; расположение ритмов пластинчатого кальцита в жилах: в — в осевой части, г — в зальбанде, д — в промежуточном ритме, е — в различных участках; а, б — сканированная поверхность прозрачно-полированного шлифа; в-е — зарисовки образцов; 1 — кристаллы пластинчатого кальцита; 2 — гребенчатый кварц; 3 — сферолиты радиально-лучистого кварца; 4 — мелкозернистый полиминеральный (серицит+кварц+карбонат+адуляр) агрегат; 5 — полиминеральный агрегат с вкрапленностью рудных минералов; 6 — вмещающие породы

сти жилы (за исключением рудных столбов), однако именно к ним приурочено основное количество рудных минералов, в том числе самородных золото-серебряных фаз.

Тонкие кварцевые (5–20 мм) и полиминеральные (1–5 мм) прослои регулярно перемежаются с более мощными (до 10–15 см) прослоями кальцита, полностью или частично замещенного кварцем. При этом в более ранних и более высокотемператур-

ных парагенезисах кальцит представлен, как правило, крупными ромбоэдрическими кристаллами (рис. 2), а в более поздних — пластинчатыми (папиришпатом). Обычно в жилах и прожилках, приоткрывавшихся в разное время в течение одной стадии, ритмы пластинчатого кальцита могут занимать различное пространственное положение: располагаться в призальбандовых участках (рис. 3, г), промежуточных частях (см. рис. 3, д) или осевых участках (см. рис. 3, в) прожилков. В некоторых жилах и прожилках присутствуют все ритмы выделения пластинчатого кальцита (см. рис. 3, е). В наиболее крупных жилах (>50 см) в призальбандовых участках отмечаются ритмы раннего ромбоэдрического кальцита, а в промежуточных и осевых частях — позднего пластинчатого. По минералогическим признакам, разработанным ранее [5], такие жилы формировались главным образом в свободном пространстве трещин отрыва или участках изгиба сдвиговых нарушений.

Кристаллы кальцита разного габитуса (ромбоэдрического или пластинчатого) замещаются кварцем по-разному. Ранний ромбоэдрический кальцит, как правило, тонкосдвойникованный в отличие от несдвойникового более позднего пластинчатого. Крупные ромбоэдрические кристаллы кальцита обрастают агрегатом гребенчатого кварца (рис. 4, а). При этом вдоль двойниковых швов кальцит замещается кварцем. Случаи замещения ромбоэдров кальцита кварцем, начиная от поверхности кристаллов, или вдоль границ зерен встречаются в единичных случаях. Вдоль двойниковых швов

сти жилы (за исключением рудных столбов), однако именно к ним приурочено основное количество рудных минералов, в том числе самородных золото-серебряных фаз.

кальцит в виде узких (от 0,01 до 1 мм) полос замещается мелкозернистым кварцевым материалом (см. рис. 4, б) при сохранении основного объема кальцитовой матрицы. В последующем сохранившийся кальцит постепенно выщелачивается, а в образовавшихся щелевидных полостях формируются агрегаты гребенчатого кварца с зоной геометрического отбора, нарастающие на более ранние тонкие прослои мелкозернистого метасоматического кварца вдоль двойниковых швов (см. рис. 4, в). Наличие зоны геометрического отбора [6, 7] вблизи поверхности прослоев мелкозернистого кварца однозначно указывает на выщелачивание с образованием свободных щелевидных пустот основной массы кальцита, а не на метасоматическое ее замещение кварцем. В некоторых образцах зона геометрического отбора не отмечена, а кварцевый агрегат, образовавшийся на месте бывших двойников кальцита имеет крупнокристаллическое строение. Подобного типа агрегаты формировались в условиях застойного режима гидротермальных растворов, когда перепады всех параметров растворов слишком малы, чтобы вызвать массовое формирование зародышей кварца. Возникающие единичные зародыши при разрастании не образуют зоны геометрического отбора, так как их слишком мало (рис. 5, б).

Исходя из особенностей строения минеральных агрегатов, можно утверждать, что замещение кальцита кварцем происходило неоднократно. Вероятнее всего, этот процесс был растянут во времени и выщелачивание кальцита (или его реликтов) и замещение кварцем возобновлялись многократно. Ритмы ромбоэдрических кристаллов кальцита относят обычно к наиболее ранним парагенезисам, поскольку в них практически не осталось следов возможных промежуточных замещений.

Пластинчатый кальцит (папиришпат) замещался кварцем по-иному. Он относится к более поздним парагенезисам, чем ромбоэдрический, поэтому в нем иногда сохраняются все типы промежуточных замещений, начиная от первичного незамещенного кальцита до полных кварцевых псевдоморфоз по нему. Агрегаты пластинчатого кальцита повсеместно обрастают каймами гребенчатого кварца с зоной геометрического отбора вдоль поверхности кристаллов кальцита (см. рис. 4, з). При этом каймы гребенчатого кварца на контакте с пластинчатыми кристаллами кальцита, как правило, молочно-белые, что обусловлено большим количеством в них одновременных газово-жидких включений, захваченных при ускоренном росте кристаллов, а последующие зоны относительно прозрачны и практически не содержат газово-жидких включений (см. рис. 3, а, б). Это указывает на формирование кварцевого агрегата в свободном пространстве. При

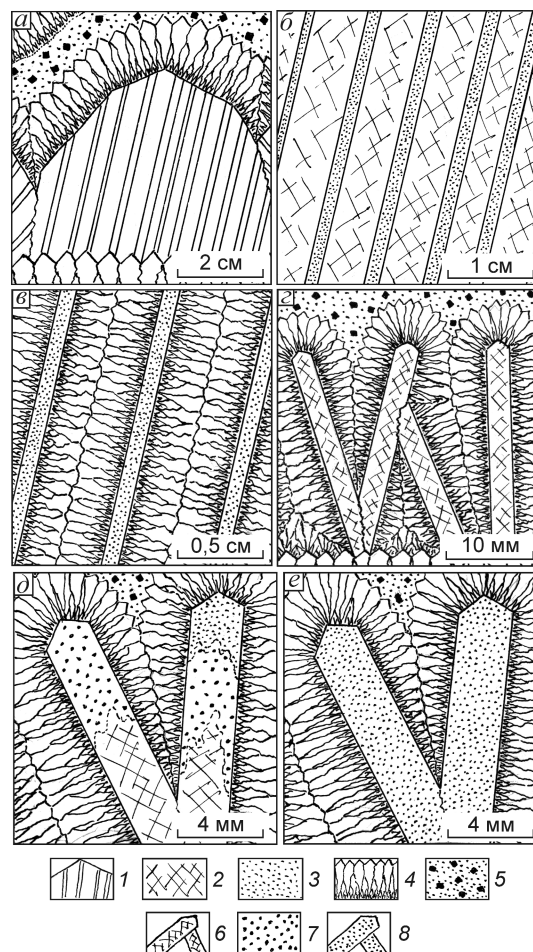


Рис. 4. Замещение кальцита кварцем, зарисовки образцов (а-е):

1 — двойникованный ромбоэдрический кальцит; 2 — реликты ромбоэдрического кальцита среди мелкозернистого кварца; 3 — метасоматический мелкозернистый кварц вдоль двойниковых швов ромбоэдрического кальцита; 4 — гребенчатый кварц; 5 — полиминеральный карбонат-серцит-адуляр-кварцевый агрегат с рудной минерализацией; 6 — пластинчатый кальцит; 7 — доломит, метасоматически заместивший пластинчатый кальцит; 8 — анкерит, метасоматически заместивший пластинчатый кальцит и доломит

формировании более поздних полиминеральных ритмов (кварц+серцит+адуляр+карбонат) обросший кварцевой каймой кальцит постепенно замещался доломитом→Fe-доломитом→анкеритом ($\text{Ca}(\text{Mg,Fe})[\text{CO}_3]_2$) (см. рис. 4, д, е). Обычно наблюдается не весь метасоматический ряд Mg-Fe-карбонатов, а какая-то его часть. На поздних стадиях процесса анкерит был замещен кварцем (см. рис. 5, в). Приведенная идеализированная схема составлена из множества частных замещений. Реально существуют и непосредственное замещение кальцита

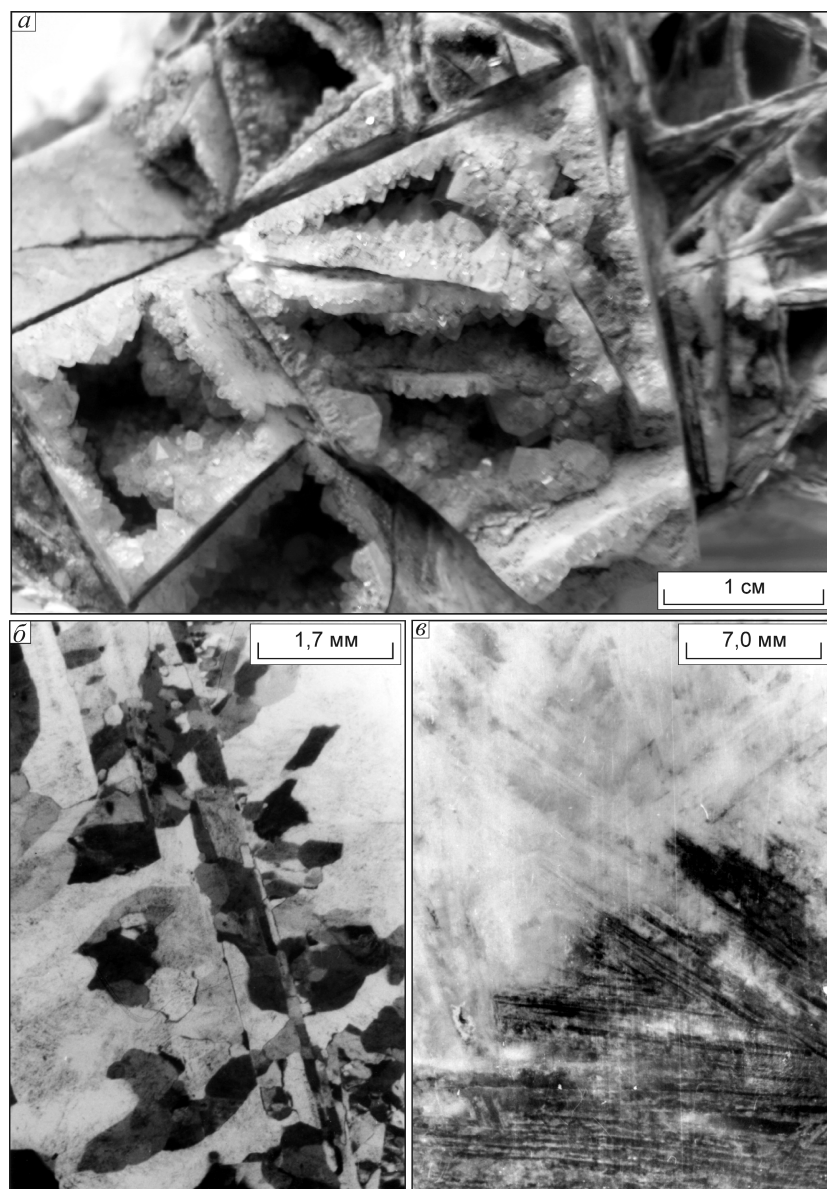


Рис. 5. Теневые структуры от пластинчатого кальцита:

а — кварцевый агрегат «рубленой» текстуры — фото образца под биноклем; *б* — кварцевый агрегат с теневыми структурами пластинчатого кальцита (шлиф, фото в проходящем свете, николи+); *в* — псевдоморфозы кварца (светлое) и железистого карбоната (темное) по кристаллам пластинчатого кальцита (аншлиф, фото под биноклем)

кварцем, и последовательное через ряд псевдоморфоз. При этом необходимо отметить, что в случае с пластинчатым кальцитом, обросшим кварцем, лишь в единичных случаях происходят его полное выщелачивание и формирование в образовавшейся полости других минеральных агрегатов. Преимущественно отмечается последовательное метасоматическое замещение кальцита мелкозернистыми агрегатами карбонатов другого состава или непосредственно кварцем, часто развивающееся от гра-

ниц кристаллов (от контактов кристаллов кальцита с наросшим на него гребенчатым кварцем) или вдоль секущих микротрещин разной ориентировки (рис. 6). Однако наиболее поздние образования пластинчатого кальцита, обычно приуроченные к осевым частям жил, нередко обрастают агрегатом гребенчатого кварца, между головками которого часто остаются друзовые полости. Кальцит позднее обычно выщелачивается с образованием незаполненных щелевидных пустот (см. рис. 5, *а*) или выполненных агрегатами поздних глинистых минералов. Подобные агрегаты кварца со щелевидными пустотами от выщелоченного пластинчатого кальцита (папишпата) в немецких и чешских Рудных Горах названы рубленным кварцем.

От одного крупного кальцитового ритма к другому по направлению к центральной части ритмично-полосчатой жилы состав карбонатов в тонких мелкозернистых полиминеральных ритмах постепенно меняется. В ближайших к кальцитовому макроритму мелкозернистых полиминеральных микроритмах наблюдается последовательная смена доломит→Fe-доломит→анкерит. Отметим, что состав замещающего кальцит карбонатного материала на начальных стадиях замещения, как правило, соответствует составу ближайших к нему по времени, но

несколько более поздних полиминеральных прослоев (доломит+адуляр+гидрослюда+кварц+рудные минералы). В дальнейшем в этих псевдоморфозах доломит замещается Fe-доломитом, а затем анкеритом (см. рис. 4, *з-е*). Таким образом, все внутрискладовые замещения первичного кальцита более поздними карбонатами происходят обычно ступенчато на фоне постепенного уменьшения щелочности гидротермальных растворов и увеличения железистости образующихся карбонатов. Иногда такие заме-

щения бывают последовательными и наблюдаются в виде четкой метасоматической колонки (см. рис. 4, *д*). Чаще новообразованные карбонаты вместе с сопутствующими минералами метасоматически развиваются по кальциту в виде вкрапленности, гнезд, линз или кайм вдоль границ кристаллов и вдоль секущих микротрещин. Причем наиболее поздние карбонаты развиваются как по кальциту, так и по другим предшествующим карбонатам.

Обобщение опубликованных материалов и результатов собственных исследований условий образования различных карбонатов, а также данных о равновесии кварц-кальцит в гидротермальных обстановках позволяет сделать некоторые предварительные выводы о формировании агрегатов подобного типа.

Растворимость CaCO_3 в воде достаточно низкая. При обычных температуре и атмосферном давлении в чистой воде (без свободной CO_2) она составляет всего лишь 13 мг/л. В воде же, содержащей растворенный углекислый газ, растворимость его существенно увеличивается вследствие образования легкорастворимого бикарбоната (кислой соли) кальция $\text{Ca}[\text{HCO}_3]_2$ по реакции $\text{CaCO}_3 + \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} \leftrightarrow \text{Ca}[\text{HCO}_3]_2$. При ничтожном парциальном давлении CO_2 , равном парциальному давлению CO_2 в атмосфере воздуха, насыщение раствора углекислым кальцием при 20°C выражается цифрами 80–96 мг/л (при этом щелочность раствора значительно увеличивается — $\text{pH} > 8$). При давлении CO_2 1 атм растворимость бикарбоната в пересчете на растворимость CaCO_3 при той же температуре достигает 1100 мг/л. Сильное понижение общего внешнего давления приводит к уменьшению парциального давления и в связи с этим к улетучиванию из раствора CO_2 и разрушению ионов $[\text{HCO}_3]^-$. В результате из раствора, насыщенного бикарбонатом кальция при высоком парциальном давлении CO_2 , выпадает нормальная соль кальция — CaCO_3 . Она выпадает также при увеличении щелочности раствора [1]. С увеличением температуры от 100 до 300°C степень гидролиза электролита растет и, соответственно, в растворах понижается концентрация ионов CO_3^{2-} и HCO_3^- [9, 10, 13]. То есть при повышении температуры растворимость кальцита уменьшается и он выпадает из раствора в виде твердой фазы. Таким образом, любые тектонические подвижки, приводящие к раскрытию трещин, сбросу давления (дегазация) и увеличению температуры (основным переносчиком тепла служит вода, проток которой через вновь приоткрывшиеся трещины становится значительно интенсив-

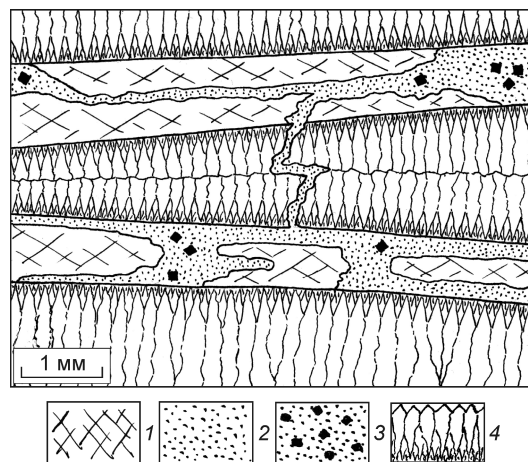


Рис. 6. Замещение пластинчатого кальцита железистым карбонатом, зарисовка образца:

1 — реликты пластинчатого кальцита; 2 — мелкозернистый доломит или Fe-доломит; 3 — вкрапленность рудных минералов, серицита и кварца в доломите; 4 — гребенчатый кварц

нее), способствуют отложению карбоната [14]. Такое состояние гидротермальных растворов возможно лишь в близповерхностных условиях, не

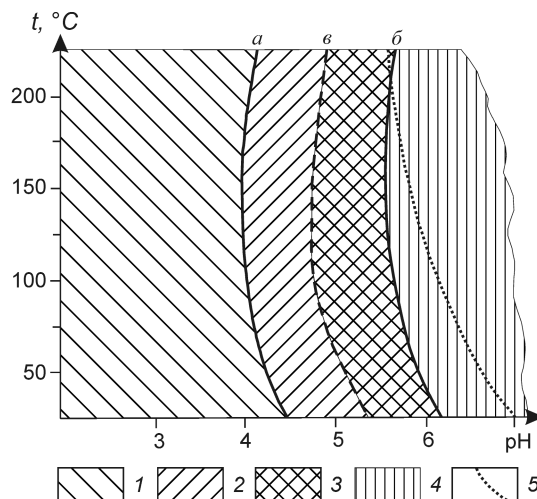


Рис. 7. Кривые равновесия кальцита и гидротермального раствора:

a — концентрация CO_2 1 моль/л, Ca^{2+} 30 г/л, ионная сила раствора 4,75; *б* — CO_2 0,01 моль/л, Ca^{2+} 1 г/л, ионная сила раствора 0,025; *в* — предполагаемые оптимальные значения pH равновесия кальцита и гидротермальных растворов, по [11]; 1 — образование гидротермального кальцита не реально; 2 — образование кальцита теоретически возможно, но маловероятно; 3 — можно допускать образование кальцита; 4 — образование гидротермального кальцита заведомо возможно; 5 — кривая значений pH нейтральных растворов

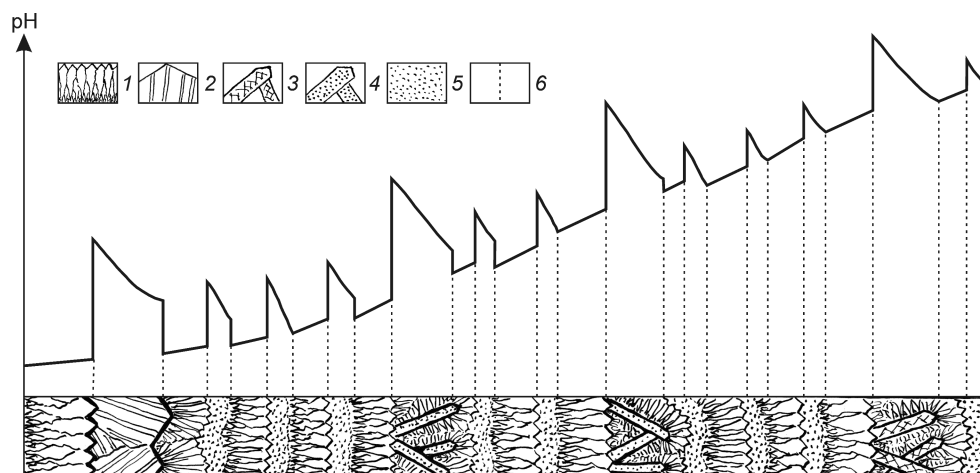


Рис. 8. Изменения pH гидротермальных растворов при формировании ритмично-полосчатых жил:

1 — гребенчатый кварц; 2 — двойникованный ромбоэдрический кальцит; 3 — пластинчатый кальцит; 4 — анкерит, метасоматически заместивший пластинчатый кальцит; 5 — мелкозернистый полиминеральный агрегат; 6 — границы ритмов

более чем в 1–2 км от поверхности, что хорошо прослеживается на современных гидротермальных проявлениях Камчатки. Например, на Мутновском проявлении современной гидротермальной деятельности переход от фации пропилитов (щелочные условия) к фации аргиллизитов (кислотные условия) в метасоматически измененных породах прослеживается по данным бурения на глубине ~1 км. На несколько меньшей глубине вдоль осевых зон разломов начинают появляться вторичные кварциты [3].

Важнейшие факторы, определяющие состав карбонатов, — соотношения концентраций ионов Ca^{2+} , Mg^{2+} и Fe^{2+} в растворе. При прочих равных условиях состав карбонатов зависит от pH, при увеличении которого он изменяется в последовательности сидерит → магнезит → кальцит [12, 15, 16]. Таким образом, в ритмично-полосчатых рудах золото-серебряных месторождений щелочность растворов с течением времени закономерно изменяется от любого кальцитового ритма. Изменения в составе отлагающихся карбонатов в направлении кальцит → доломит → анкерит являются основанием для предположения об уменьшении щелочности растворов. «При этом, однако, нельзя судить о действительных значениях pH гидротерм и утверждать, что при отложении сидерита они были кислыми, а при отложении кальцита — щелочными. Можно говорить лишь о том, что растворы были более кислыми, или более щелочными, не вкладывая в это понятие абсолютного смысла» [11]. Расчеты позволяют считать непра-

вильной точку зрения о том, что образование кальцита обязательно свидетельствует о щелочном характере гидротермальных растворов. В действительности, при реально допустимых для гидротермальных растворов концентрациях углекислоты и кальция кальцит может отлагаться не только из щелочных, но и из слабокислых или умереннокислых растворов (рис. 7) [12].

Таким образом, эпитеермальные золото-серебряные объекты Охотско-Чукотского вулканического пояса были сформированы в близповерхностных условиях на фоне постоянных более или менее интенсивных тектонических подвижек. Наиболее интенсивные тектонические подвижки приводили к очередному приоткрыванию тектонических нарушений и в результате к увеличению количества проходящих через них гидротермальных растворов. Как следствие, происходили повышение температуры и частичная дегазация углекислых растворов, приводящая к скачкообразному увеличению pH. Эти процессы вызывали образование кальцитовых ритмов. Затем на фоне понижения температуры при кальматации (заполнении) трещинного пространства и, соответственно, уменьшения дегазации при отдельных более слабых тектонических подвижках формировались полиминеральные прослои, в которых состав карбоната изменялся в направлении доломит → Fe-доломит → анкерит. Каждый полиминеральный ритм, отвечающий слабой тектонической подвижке, способствовал незначительному повышению температуры и, возможно, слабой дегазации, что и

обусловило образование карбоната соответствующего состава (рис. 8).

Отметим, что практически все рудные минералы (в том числе и золото-серебряные фазы) отлагались в пределах полиминеральных ритмов на фоне незначительного увеличения щелочности растворов. В пределах кальцитовых ритмов, образованных при значительно большем увеличении щелочности, одновременное отложение рудных минералов не происходит. По-видимому, этот процесс связан не с конкретными значениями щелочности, а с моментами изменений параметров растворов (температуры и pH).

Продланное исследование позволяет сделать следующие выводы.

Основное количество рудных минералов, которые отлагались при относительно резком увеличении щелочности гидротермальных растворов, сосредоточено в полиминеральных ритмах жил.

При формировании кварцевых и полиминеральных ритмов происходило постепенное, как правило, ступенчатое замещение ранний кальцит→доломит→Fe-доломит→анкерит→кварц.

Наличие псевдоморфоз кварца по ритмам кальцита в ритмично-полосчатых кварцевых жилах — показатель активного тектонического режима формирования данного минерального агрегата и благоприятный признак для обнаружения золото-серебряного оруденения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бетехтин А.Г. Минералогия. — М.: Изд-во геологической литературы, 1950.
2. Геологическое строение и состав руд золото-серебряного месторождения Джульетта (Северо-Восток России) / О.Б.Рыжов, С.Ф.Стружков, В.В.Аристов и др. // Руды и металлы. 1995. № 2. С. 66–78.
3. Геохимическая характеристика подземных вод и пара Мутновского геотермального месторождения на юге Камчатки / А.П.Сережников, Ю.Б.Селецкий, Л.И.Минаева и др. // Геология рудных месторождений. 1986. Т. 28. № 2. С. 110–114.
4. Годовиков А.А., Рапинен О.И. Формы замещения кальцита кремнеземом // Минералогический журнал. 1985. Т. VII. № 1. С. 71–75.
5. Григорьев Д.П. Онтогенез минералов. — Львов: Изд-во Львовского университета, 1961.
6. Григорьев Д.П., Жабин А.Г. Онтогенез минералов. Индивидуальности. — М.: Наука, 1975.
7. Жабин А.Г. Онтогенез минералов. Агрегаты. — М.: Наука, 1979.
8. Золото-серебряное месторождение Лунный (Северо-Восток России): геологическое строение и минеральный состав руд / О.Б.Рыжов, С.Ф.Стружков, В.В.Аристов и др. // Геология рудных месторождений. 2000. Т. 42. № 4. С. 309–328.
9. Малинин С.Д. О растворимости кальцита в гидротермальных условиях // Тр. шестого совещания по экспериментальной и технологической минералогии. М., 1962. С. 103–107.
10. Малинин С.Д. Физико-химические характеристики углекислых гидротерм // Геохимические исследования в области повышенных давлений и температур. М., 1965.
11. Омеляненко Б.И., Алехин Ю.В. О возможных пределах значений pH среды при образовании кальцита в гидротермальных условиях // Геология рудных месторождений. 1966. Т. VII. № 6. С. 31–41.
12. Омеляненко Б.И. О физико-химических условиях процессов окислительного изменения типа безрезистивации // Метасоматизм и другие вопросы рудной петрологии. М., 1967.
13. Рыженко Б.Н. Ионные равновесия в условиях гидротермального процесса // Геохимические исследования в области повышенных давлений и температур. М., 1965. С. 96–120.
14. Смолянинов Н.А. Практическое руководство по минералогии. — М.: Недра, 1972.
15. Тугаринов А.И., Наумов В.Б., Чжань Ень. Экспериментальное воспроизведение щелочно-карбонатного метасоматоза // Геохимия. 1963. № 6. С. 570–579.
16. Янатьева О.К. Растворимость в системе $\text{CaCO}_3\text{--MgCO}_3\text{--H}_2\text{O}$ при различных температурах и давлениях CO_2 // Журнал общей химии. 1955. Т. XXV. № 2. С. 234–237.
17. Geological structure and ore mineralogy of the Julietta gold-silver deposit, Northeast Russia / S.F. Strujkov, O.B. Ryjov, V.V. Aristov et. al. // Intern. Geol. Rev. 1996. Vol. 38. P. 625–648.

УДК 549.905:622.7

© Л.А.Остапенко, Ю.В.Щегольников, С.С.Двуреченская, 2013

СОСТАВ ПОВЕРХНОСТИ РУДНЫХ МИНЕРАЛОВ ПО ДАННЫМ ЭЛЕКТРОННОЙ ОЖЕ-СПЕКТРОСКОПИИ И ЕГО ВЛИЯНИЕ НА ОБОГАТИМОСТЬ ОКИСЛЕННЫХ СЕРЕБРО-СУРЬЯНЫХ РУД МЕСТОРОЖДЕНИЙ АСГАТ И КИМПИЧЕ**Л.А.Остапенко, Ю.В.Щегольников, С.С.Двуреченская (ЦНИГРИ Роснедра Минприроды России)**

Охарактеризован вещественный состав окисленных серебросодержащих руд на серебро-сурьмяных месторождениях. Методом оже-спектроскопии выявлено, что гипергенные преобразования приводят к изменению состава поверхности рудных минералов, существенно влияющего на их флотационную активность. Для окисленных руд важно устанавливать оптимальный режим их измельчения, не допускающий переизмельчения, но достаточный для раскрытия и получения свежих сколов на поверхности зерен рудных минералов.

Ключевые слова: серебряные месторождения, зона окисления, технологическая минералогия, оже-спектроскопия, состав поверхности.

Остапенко Людмила Анатольевна, lud-ost@mail.ru, Щегольников Юрий Васильевич, schegolkov@inbox.ru, Двуреченская Светлана Степановна, akantit_c@mail.ru

ORE MINERAL SURFACE CHEMISTRIES USING AUGER-ELECTRON SPECTROSCOPY (AES) DATA AND THEIR INFLUENCE ON BENEFICATION OF OXIDIZED Ag-Sb ORES OF ASGAT AND KIMPICHE DEPOSITS**L.A.Ostapenko, Yu.V.Shchegol'kov, S.S.Dvurechenskaya**

As established, even minute supergenic alteration cause dramatic changes in surface chemistries of the ore minerals and their flotability. Optimal milling regime is of crucial importance for oxidized ore beneficiation: over-milling must be avoided due to low mechanical strength of supergenic mineral aggregates. At the same time, milling is to ensure development of fresh shear surfaces on the disintegrated grains of ore minerals.

Key words: Ag deposits, oxidation profile, applied mineralogy, Auger-electron spectroscopy (AES), surface chemistry.

Технологическая минералогия уже несколько десятилетий — самостоятельное направление прикладной минералогии, объединяет виды минералогических исследований, связанные с изучением технологических свойств минералов, руд, горных пород [13]. Основные оцениваемые параметры вещественного состава руд — качественно-количественный состав исходной руды, структурно-текстурные особенности, физические свойства и состав минералов, форма нахождения полезных компонентов, присутствие минералов, близких по технологическим свойствам, «активных» (легко растворимых или сильно сорбирующих реагенты, а также шламообразующих) [5]. Данные по технологической минералогии главным образом используются для повышения эффективности извлечения полезных компонентов.

На подавляющем большинстве серебряных месторождений развита зона окисления, распространяющаяся на глубину десятки и сотни метров от современной дневной поверхности. Именно гипергенные преобразования руд являются основной причиной для выделения их технологических типов, поскольку первичные руды, как правило, существенно отличаются от окисленных по гранулометрии, ассоциациям, минеральным формам Ag

и попутных компонентов и, соответственно, по технологии обогащения [4]. В составе окисленных руд присутствуют рыхлые агрегаты, которые образуют шламы, оказывающие отрицательное воздействие на реагентный режим. Вследствие этого при изучении окисленных руд, помимо стандартных характеристик, особое внимание следует уделять оценке степени гипергенных преобразований, структуре минеральных агрегатов и физическим свойствам главных нерудных минералов.

При обогащении серебряных и серебросодержащих комплексных первичных и окисленных руд наиболее часто используется флотация. Известно, что извлекаемые минералы различных химических классов (сульфиды, сульфосоли, самородные металлы, карбонаты, оксиды и другие минеральные соединения) обладают различной флотиремостью. Это затрудняет подбор универсального реагентного режима, обеспечивающего эффективное извлечение каждого металла в одноименный флотоконцентрат [1].

Окисление рудного минерала начинается с изменения состава поверхности, что существенно влияет на его флотационную активность. В сульфидах начальная окислительная реакция влечет за

собой удаление металлических компонентов с поверхности и оставляет сульфид с той же самой решеткой серы, что и в исходном минерале. На его поверхности образуется металлодефицитный аномальный слой с более высоким содержанием серы, чем стабильная фаза в соответствующей системе металл-сера (Р.А.Амосов, А.М.Эльберт и др., 1991 г.). Экспериментально доказано, что при воздействии на минерал сильного окислителя металлодефицитный слой распадается с образованием элементарной серы, а главными продуктами окисления сульфидов являются сульфаты [15]. Дальнейшие гипергенные преобразования приводят к замещению сульфатов другими химическими соединениями (карбонаты, оксиды и др.), которые, в свою очередь, значительно подавляют флотационную активность рудного минерала [1]. Состав поверхности самородного серебра на воздухе и в водной среде также изменяется. Самородное серебро легко подвергается сульфуризации с образованием сульфида серебра, что изменяет его флотационные свойства, которые становятся близкими к таковым у акантита.

Авторами изучены вещественный состав окисленных комплексных серебросодержащих руд и его влияние на обогатимость на примере технологических продуктов лабораторных проб и руд месторождений Асгат и Кимпиче. Месторождение Асгат расположено в северо-западной части Монголии на границе с Россией в пределах Юстыдского рудного узла в Горном Алтае [10]. Месторождение Кимпиче находится на территории Верхояня Республики Саха (Якутия) в пределах Кимпиче-Берелехского рудного узла, приуроченного к северо-западной части Верхоянского складчато-надвигового пояса [6]. Месторождения относятся к серебро-сурьмяной фации (или субформации) в рамках серебро-свинцовой формации [7].

Рудные тела на указанных месторождениях представлены жилами и жильными зонами в терригенных породах и частично в вулканогенных и интрузивных на месторождении Асгат. По характеру жильной минерализации руды преимущественно кварц-сидеритовые. Содержание сульфидов и сульфосолой в первичных рудах колеблется от долей до нескольких десятков процентов, чаще составляя 2–3% (Асгат) и 1–2% (Кимпиче). Главные гипогенные рудные минералы месторождения Асгат — тетраэдрит, халькопирит, арсенопирит; второстепенные — халькостибит, пирит, пирротин, гудмундит, бурнонит, цинкениит, семсейит, сфалерит, самородный Bi; редкие — леллингит, самородная Sb, галенит, антимонит, хобобетсуит, висмутин [9]. На месторождении Кимпиче основные рудные минера-

лы — блеклые руды (тетраэдрит, фрейбергит); второстепенные — халькопирит, пирит, арсенопирит, галенит, сфалерит, которые спорадически формируют значительные по объему скопления [6]. Руды обоих месторождений относятся к серебро-сурьмяному геохимическому типу. Главный полезный компонент — Ag, попутные — Cu и Sb. В первичных рудах месторождения Асгат основными их концентраторами служат тетраэдрит и халькопирит, месторождения Кимпиче — тетраэдрит и фрейбергит.

На обоих месторождениях развита мощная зона окисления. На месторождении Асгат установлено >50 гипергенных минералов [4], на месторождении Кимпиче — >70 [12]. Они относятся к различным минеральным классам — оксидам и гидроксидам, силикатам, карбонатам, сульфатам, арсенатам, фосфатам, сульфидам и сульфосолям, галогенидам, самородным элементам. Среди гипергенных образований резко преобладают оксиды и гидроксиды Fe, составляющие >90% объема гипергенных агрегатов, причем на 90–95% это оксиды и гидроксиды Fe, заместившие сидерит.

В составе гипергенных агрегатов, образовавшихся за счет окисления рудных минералов, наиболее распространены гидроксиды и карбонаты Cu, оксиды и гидроксиды Sb. В несколько меньших количествах присутствуют оксиды As и арсенаты. На месторождении Асгат достаточно часто отмечаются оксиды Bi. Сульфиды и сульфосоли Ag и Cu, а также самородное серебро в сумме составляют 3–5% от объема указанных гипергенных агрегатов.

На рассматриваемых месторождениях формы нахождения полезных компонентов в окисленных рудах весьма разнообразны [4, 12]. Они образуют как собственные минеральные фазы, так и входят в состав других минералов в виде изоморфных примесей. Так, в гипергенных агрегатах основными концентраторами Ag являются гипергенные сульфиды (акантит, штрмейерит, маккинстриит, ялпаит) и самородное Ag. Некоторое количество Ag может быть связано с гипергенными сульфосолями (стефанитом, пиростильпнитом, полиаргиритом и др.). Большая часть Sb представлена оксидными и гидроксидными минеральными формами (стибиконит, ромеит, партцит и др.). Медь входит в состав карбонатов (малахит, азурит) и гидроксидов (спертиниит, партцит, делафосит и др.), реже — гипергенных сульфидов (ковеллин, халькозин, штрмейерит и др.).

При технологических испытаниях установлено, что на обоих месторождениях по показателям извлечения из окисленных руд Ag руды данного типа относятся к легкообогатимым, по извлечению попутных компонентов — к труднообогатимым (С.С.Двуреченская, С.Б.Макаров и др., 1991 г.;

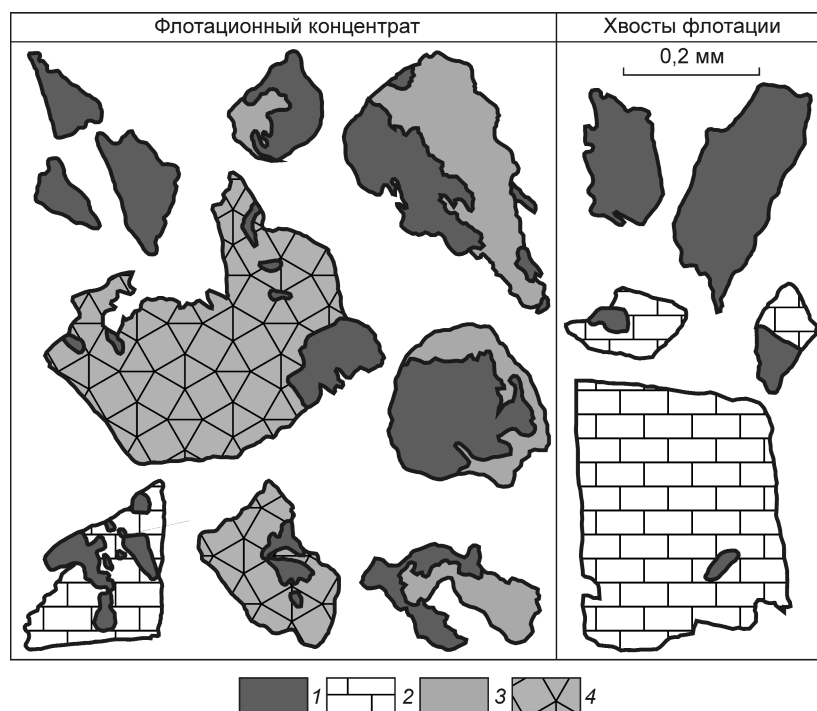


Рис. 1. Морфология и внутреннее строение зерен минеральных агрегатов в продуктах технологической переработки лабораторной пробы окисленных руд месторождения Асгат (зарисовки по монтированным аншлифам):

1 — халькопирит, тетраэдрит; 2 — сидерит; 3 — полифазные гипергенные агрегаты преимущественно оксид-гидроксидного состава; 4 — полифазные гипергенные агрегаты с большой долей ковеллина

В.П.Ивановская и др., 2007 г.). Высокое извлечение Ag обусловлено хорошей флотируемостью серебросодержащих и серебряных минералов. Гипергенные минералы Cu и Sb обладают различными поверхностными свойствами, значительно затрудняющими подбор одинаково эффективных для различных минералов реагентов [1].

Минераграфическое изучение технологических продуктов лабораторной пробы окисленной руды месторождения Асгат показало, что в концентрате существенная часть зерен представлена сростками

хвостов обнаружены халькопирит и тетраэдрит в виде закрытых и бедных открытых (с долей их на поверхности <5%) сростков с сидеритом, кварцем и гипергенными минералами, а также в виде свободных зерен и богатых сростков (табл. 1; см. рис. 1). Расчет баланса распределения Cu в хвостах показал, что наибольшая ее доля содержится в малахите и гидроксидах меди (табл. 2), чем и обусловлены ее большие (более половины) потери при обогащении руды по флотационной схеме. Кроме этого, из-за относительно высокой подвижности меди в зоне

гипергенеза она в виде примесей присутствует в других гипергенных минералах, особенно оксидах и гидроксидах Fe, составляющих около 50% материала исходной пробы руды. По данным лазерного микро-спектрального анализа содержание Cu в них достигает 0,1% (С.Б.Макаров и др., 1990 г.). В таком случае ~15% в балансе Cu будет приходиться на долю гидроксидов железа. Однако весьма существенная доля Cu (~30%) в хвостах сосредото-

1. Оценка раскрытия (отн. %) и характер срастания минералов Cu в хвостах лабораторной пробы окисленных руд месторождения Асгат

Тип выделения		Халькопирит	Тетраэдрит	Ковеллин, халькозин	Малахит
Свободные зерна		51,5	57,5	31,1	100,0
Сростки	с гипергенными минералами	23,1	12,3	67,6	
	с кварцем	12,9	5,0		
	с сидеритом	12,5	25,2	1,3	
Итого		100,0	100,0	100,0	100,0

точена в флотационно-активных минералах — халькопирите, тетраэдрите, ковеллине (см. табл. 2), что обусловлено их гранулометрией и составом поверхности зерен.

Размер зерен халькопирита и тетраэдрита в хвостах составляет 0,05 мм, иногда достигает 0,3–0,5 мм. При этом известно, что скорость флотации зерен различной крупности неодинакова [1]. Лучше всего извлекаются зерна размером 0,01–0,1 мм. Относительно крупные (>0,1 мм) и тонкие (<0,01 мм) частицы флотируются гораздо хуже. Крупные частицы из-за большей массы отрываются от пузырьков воздуха и оседают. Во время технологических испытаний указанной пробы авторы рекомендовали доизмельчить относительно крупную (+0,05 мм) фракцию хвостов, что в результате позволило дополнительно извлечь из них 20 отн. % металла.

Состав поверхности детально изучался на зернах халькопирита и тетраэдрита (месторождение Асгат), а также тетраэдрита и гипергенного самородного Ag (месторождение Кимпиче). Методом электронной оже-спектроскопии на установке ЛАС-3000 фирмы «Рибер» (Франция) с двухпролетным цилиндрическим зеркальным анализатором определялся химический состав приповерхностных слоев на глубину ~3 нм. Регистрацию в дифференциальной форме оже-спектров чередовали с ионным травлением исследуемой поверхности пучком аргона, что позволило в некоторых образцах проследить переходы от исходного минерала к продуктам его преобразования. Глубину ионного травления оценивали по формуле мгновенного распыления веществ, а атомные концентрации элементов рассчитывали исходя из интенсивности оже-пика и коэффициентов элементной чувствительности [3]. Химическое состояние элементов определялось сопоставлением энергетических положений и деталей морфологии соответствующих пиков со стандартными спектрами химических соединений и минералов,

2. Полуколичественная оценка минерального баланса распределения Cu в хвостах лабораторной пробы окисленных руд месторождения Асгат, отн. %

Минералы	Соотношение минералов Cu	Баланс распределения Cu
Халькопирит	25	14
Тетраэдрит	15	11
Ковеллин, халькозин	5	5
Малахит	40	40
Оксиды и гидроксиды Cu и др.	15	15
Оксиды и гидроксиды Fe		15
Итого	100	100

лов, диагностированных структурными методами или специально синтезированных [3].

Халькопирит месторождения Асгат. Образцы халькопирита представляли собой зерна размером 1–3 мм. На первом образце фиксировалась радужная пленка, второй визуально характеризовался чистой поверхностью. На поверхности образца с побежалостью, кроме основных компонентов, входящих в состав халькопирита, обнаружены кисло-

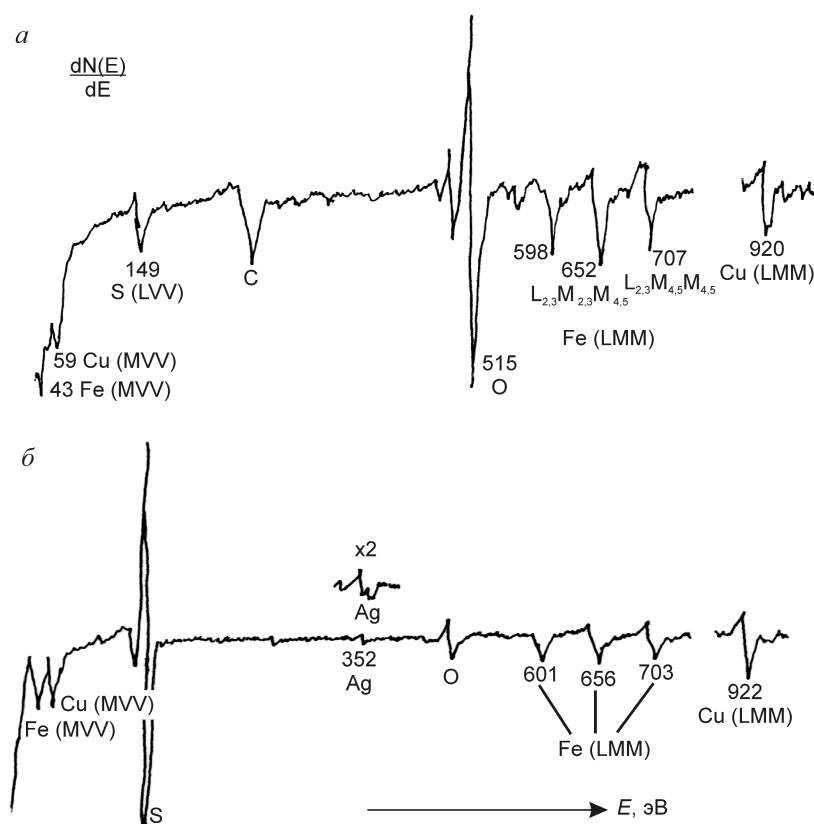


Рис. 2. Оже-спектры состава поверхности халькопирита с радужной пленкой, месторождение Асгат:

а — исходная поверхность; б — после 80 мин травления

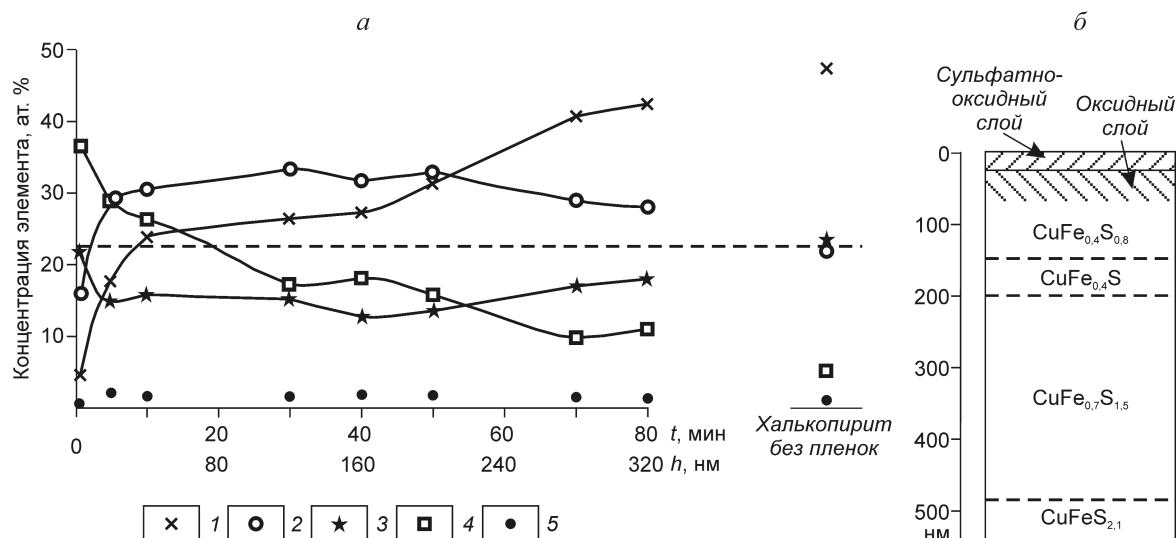


Рис. 3. Концентрации элементов в поверхностном слое халькопирита из месторождения Асгат (а) и его строение (б):

1 — S, 2 — Cu, 3 — Fe, 4 — O, 5 — Ag; t — время ионного травления, мин; h — расчетная глубина травления, нм

род и углерод (рис. 2, а). Эти элементы постоянно определяются на поверхности многих минералов вследствие адсорбции их из воздуха. Однако в рассматриваемом случае пик С имеет небольшую интенсивность и почти полностью исчезает после 5 мин травления, тогда как пик О является наиболее интенсивным. Вместе с тем, энергетическое положение и форма LVV-пика S характерны для сульфатных соединений, а сдвиг LMM-пика Cu в низкоэнергетическую сторону в сравнении со стандартным спектром сульфида Cu (922 эВ) указывает на химическую связь Cu не только с S, но и с O. Форма и отношение интенсивностей $L_{2,3}\text{M}_{4,5}\text{M}_{4,5}$ и $L_{2,3}\text{M}_{2,3}\text{M}_{4,5}$ пиков Fe указывают на преимущественную связь этого элемента с кислородом. Таким образом, учитывая полученные данные, можно предположить, что на поверхности халькопирита с радужной побежалостью присутствуют фазы, в которых Cu находится главным образом в сульфатной, а Fe в оксидной или гидроксидной форме.

В процессе ионного травления содержания Cu, Fe и S закономерно изменяются и после 80 мин (глубина травления ~320 нм) приближаются к стехиометрическому составу. При этом энергетическое положение и форма пиков соответствуют сульфидному состоянию рассматриваемых элементов (см. рис. 2, б). Их содержание на визуальной чистой поверхности второго образца халькопирита (рис. 3, а) близко к стехиометрическому составу $\text{Cu}_{1.0}\text{Fe}_{1.0}\text{S}_{2.1}$.

На профиле изменения концентраций элементов в образце с радужной побежалостью (см. рис. 3, а) видно, что во всем исследованном интервале, за исключением самого верхнего слоя, содержание Fe ниже, а Cu выше, чем в объеме минерала. При окислении халькопирита Fe выносятся из объема аномального слоя непосредственно к поверхности, где концентрируется в оксидной форме. Полученные данные подтверждаются работами других исследователей, показавшими, что уже после двухдневной экспозиции скола халькопирита на воздухе Fe концентрируется на поверхности минерала в оксид-гидроксидной форме, а при более длительном окислении образуется сульфат Cu [16]. Радужные пленки на халькопирите состоят из оксидов (гидроксидов) Fe, а преимущественное окисление Fe по сравнению с Cu стимулирует его диффузию к поверхности, т.е. пленки появляются вследствие образования сульфатно-оксидных соединений Cu и Fe [17]. Под сульфатно-оксидным слоем располагается оксидный, а глубже — область переменного нестехиометрического состава (см. рис. 3, б). Граница между оксидным и сульфатно-оксидным слоями резкая, толщина сульфатно-оксидного слоя ~5 нм.

В обоих образцах халькопирита во всех точках проанализированного профиля (кроме сульфатно-оксидного слоя) присутствует примесь Ag на уровне 2–4 ат. %. При этом по данным рентгеноспектрального микроанализа примесь Ag в объеме халькопирита не фиксировалась (С.С.Двуреченская,

3. Состав поверхностного слоя тетраэдрита и гипергенных агрегатов на его поверхности по данным электронной оже-спектроскопии

Номера образцов	Объект исследования	Номера точек	Время травления, мин	Концентрация элемента, ат. %									
				Cu	Ag	Fe	S	C	Ca	K	Cl	Sb	O
1	Поверхность тетраэдрита	1	5	19,4	1,9	18,9	9,7	7,5				5,0	37,6
			80	53,9	6,6		30,0	5,3					4,2
2	Гипергенное поверхностное образование	1	0						16,6			30,7	52,7
		2	5						21,2			32,4	46,3
		3	15						24,5			26,1	49,0
3	Гипергенное поверхностное образование	1	0			15,5		17,7	6,9	1,8		13,7	44,4
		2	0	12,1	0,9	9,6	5,5	29,4	7,5	1,7	19,2	3,2	11,2
		3	0			24,9		43,4					31,7
	Поверхность свежего скола тетраэдрита	4	0	22,8	1,7		29,5	34,7				11,3	
4	Гипергенное поверхностное образование	1	0				4,1	38				13,6	44,3
	Поверхность свежего скола тетраэдрита	2	0	21,6	2,3		29	39,1				8	

Примечание. Образцы 1, 2 — месторождение Асгат, 3, 4 — Кимпиче.

С.Б.Макаров и др., 1991 г.). Возможно, формируется так называемый аномальный слой [2], не имеющий фазовых границ, с повышенной концентрацией Ag, который при интенсификации гипергенных преобразований может способствовать формированию гипергенной каймы замещения халькопирита акантитом.

Тетраэдрит месторождения Асгат. Рельеф образца тетраэдрита не позволил провести последовательное ионное травление в конкретной точке. Для получения профиля концентрации элементов анализ выполнялся после каждого периода травления в наиболее глубоко протравленном участке, поэтому надежно выявленной можно считать лишь общую тенденцию изменения содержания элементов с глубиной (табл. 3, обр. 1). На поверхности тетраэдрита присутствуют оксиды Cu и Fe с примесью Ag и Sb, которые связаны с O, о чем свидетельствуют соотношение интенсивностей пиков в триплете LMM Fe и энергия (928 эВ) L_3VV -пика Cu. При этом часть Cu, по-видимому, связана с сульфидной S. Расчеты атомных концентраций, выполненные с учетом связи части Cu с S, дают состав оксидного слоя $CuO \cdot FeO (Ag_{0,1}Sb_{0,3})$. Ниже оксидного слоя располагается сульфидный слой состава $Cu_{1,3}Ag_{0,2}S_{1,0}$, который наиболее близок к составу серебросодержащего спинокопита ($Cu_{1,4}S$) [14], в смеси с FeO. С глубиной в сульфидной фазе незначительно увеличивается содержание Cu и Ag, а

после 80 мин травления состав (см. табл. 3, обр. 1) рассчитывается на формулу $Cu_{1,8}Ag_{0,2}S_{1,0}$, т.е. соответствует составу серебросодержащего халькозина. Из-за сложного рельефа образца снять сульфидный слой с помощью ионного травления не удалось. Микроскопические исследования и данные рентгеноспектрального анализа подтвердили наличие каймы халькозина мощностью до нескольких микронметров, замещающего тетраэдрит.

Ряд изменений средних составов поверхностных слоев (неиндивидуальных фаз) можно представить в следующем виде: $CuO \cdot Fe_2O_3 (Ag_{0,1}Sb_{0,3}) \rightarrow Cu_{1,3}Ag_{0,2}S_{1,0} \cdot FeO \rightarrow Cu_{1,6}Ag_{0,1}S \rightarrow Cu_{1,8}Ag_{0,2}S_{1,0} \rightarrow$ тетраэдрит. Содержания элементов в составе тетраэдрита по данным рентгеноспектрального микроанализа варьируют в таких пределах, мас. %: Cu 22,22–39,45, Ag 0,40–17,09, Fe 2,20–7,94, Zn 0,25–6,63, S 23,03–26,03, Sb 23,70–29,60, As 0–4,60. В процессе окисления тетраэдрита интенсивно выносятся Fe, Sb и S, а Ag и Cu ведут себя относительно инертно. Пики Zn и As в оже-спектрах не обнаружены.

На поверхности второго образца тетраэдрита зафиксированы рыхлые агрегаты бледно-зеленовато-желтого цвета. Получить качественные оже-спектры этих образований не удалось из-за накопления значительного статического заряда во время облучения образцов электронами. Снятые в трех точках оже-спектры после различной продолжительности предварительного травления указывают

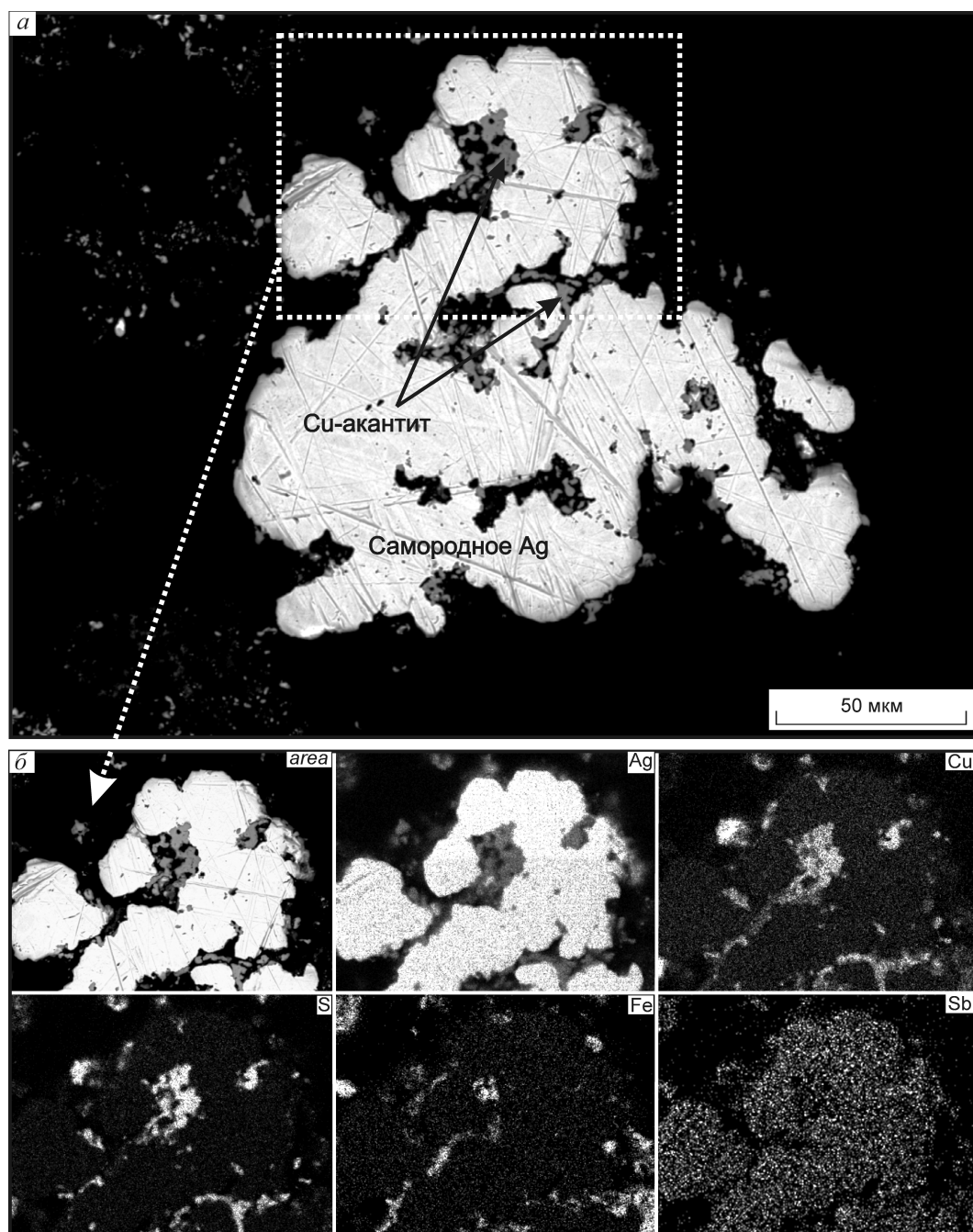


Рис. 4. Нарастание каркасного агрегата Си-акантита на сросток кристаллов самородного Ag, месторождение Кимпиче:

а — фото в отраженных электронах, смонтированный аншлиф; *б* — фото выделенного фрагмента (*area*) в характеристических излучениях (съемка проведена при помощи сканирующего электронного микроскопа «Jeol JSM-6480LV» В.О.Янакуртом, МГУ)

на фазы, состоящие из элементов Ca, Sb и O (см. табл. 3, обр. 2). Интерпретация полученных спектров показала, что на поверхности блеклой руды присутствуют соединения, по составу близкие к ромеиту $(Ca,Na,Mn)_2Sb_2O_6(F,O,OH)$ и стибикониту

$Sb_3O_6(OH)$ [11]. Верхний слой формирует фаза $(CaSb_{1,8}O_{3,2})$, наиболее близкая по составу к Ca-стибикониту, ниже — соединение промежуточного состава $(CaSb_{1,5}O_{2,2})$, еще ниже — фаза $(CaSbO_2)$, близкая по составу к ромеиту (см. табл. 3, обр. 2).

4. Состав гипергенного самородного Ag и гипергенных минералов и агрегатов, находящихся с ним в сростании по данным локальных рентгеноспектрального* и энергодисперсионного** микроанализов (месторождение Кимпиче)

№№ п/п	Содержание элемента, мас. %													Возможная интерпретация результата			
	Fe	Zn	Ag	Au	Cu	Pb	Cd	Hg	Bi	Te	Sb	As	S	Cl	Сумма	Минерал	Кристаллохимическая формула
1*	0,67	0,05	96,45	0	1,49	0	0,38	0	0,09	0,18		0,29	0,19		99,79		
2*	0,12	0,37	96,23	н.о.	1,68	0,07	0,54	0,36	0,11	0,24		0	0,17	н.о.	99,89		
3*	0,05	0,11	94,7		3,5		0,21	1,04	0,06	0,15			0,02		99,84		
4**	0,20	0,29	97,07	0,34	0					0,21	0	0,58	1,08	0	99,77		Самородное Ag
5**	0,72	0,13	95,89	0,17	0,98					0,38		0,21	1,07		99,55		
6**	0,09	0	97,11	0,02	0	0	н.о.	н.о.	н.о.	0,02		0,67		0,49	99,49		
7**	0,12	0,16	97,28		0,23					0		0,41	1,09		99,78		
8**	0	0,03	96,68	0	0,22					0,34		0,45		0,47	99,28		
9**	0,03	0,25	96,9		0,2					0,00		0,55		0,30	99,32		
10*	3,96	0,05	94,6	н.о.	0,4	0,1	0,29	0,41	0		0,03		0,09	н.о.	99,93		
11**	2,38	0,05	71,31		0,5						0,41	0	1,08	23,4	99,16	Кераргирит	Ag _{1,00} Cl _{1,00}
12**	0,72	0,13	90,81		0,98			н.о.	н.о.	0,41		0,21	1,07	2,26	96,59	Гипергенный агрегат с кераргиритом и самородным Ag	
13**	0,1	0,28	92,42	0	0	0	н.о.	н.о.	н.о.	0,20	0	0,22	1,09	3,51	97,82		
14**	0,17	0	91,92		0,03					0,55		0,05		4,86	98,67		
15*	1,16	0,05	76,65	н.о.	6,86	0,12	0,05	3,88	0,05	0,24	0,06	0,27	10,31		99,70	Cu-акантит	(Ag _{1,81} Cu _{0,38} Fe _{0,05} Hg _{0,05}) _{2,19} S _{0,81}
16*	5,12	0,04	74,7	0	5,02	0	0,09	0,92	0,06	0,12	0,28	0,53	13,1		99,98	Fe-Cu-акантит	(Ag _{1,52} Fe _{0,23} Cu _{0,19}) _{2,02} (As _{0,01} S _{0,97}) _{0,98}
17*	0,8	0	94,17		2,69	0,02	0	0,64	0,07	0,15	0,14	0,07	1,11		99,86		
18*	3,88	0,05	90,07	0,03	3,43	0,04	0,12	0,99	0,08	0,01	0,04	0,15	0,94		99,83	Гипергенный агрегат с самородным Ag и Ag-Cu-сульфидами	
19*	0,92	0,12	91,4	0	2,54	0,05	0,17	0	0	0,23	0,61	0,71	3,22		99,97		
20*	0,04	0	91,72	0,34	5,3	0	0,25	0,11		0,16	0	0,36	1,43		99,71		
21*	0,09	0,08	87,84	0,26	6,52	0,02	0,07	0,28	0,08	0,15		0,19	3,92		99,50		
22*	2,96	0,04	82,94		7,07	0	0,03	0,05	0,12	0,2	0,26	0,4	5,44	н.о.	99,51		
23*	0	0	89,01	0	0	н.о.	н.о.	0	0	0		0	10,77		99,78	Акантит в смеси с самородным Ag	
24*	0,15	23,8	57,23		2,05	0,07	0,15	14,59	0,05	0,12	0	0,07	1,71		99,96		
25*	0,26	0,07	67,15	0,08	15,2	0	0,19	12,65	0,02	0,14		0,12	4,11		99,99	Полифазный гипергенный агрегат с Ag-Hg-минерализацией	
26*	16,4	0,14	33,45		13,92		0	8,13	0,9	0	18,8	3,25	4,9		99,89		
27*	0,09	11	67,48	0	3,02	0,03	0,16	11,34	0,06	0,07	0	0,23	6,02		99,54		
28*	13,4	10,7	60,94		3,16	0,04	0,13	1,51	0,06		1,74		7,42		99,12	Полифазный гипергенный агрегат с Ag-минерализацией	

* Анализы выполнены Н.Н.Конюковой, ГЕОХИ РАН.

** Анализы выполнены Д.И.Криновым, ВНИИХТ.

Дефицит О во всех слоях, возможно, связан с разложением соединений под действием ионного пучка и выносом части О в высоковакуумную систему.

Тетраэдрит месторождения Кимпиче. Изучены два образца тетраэдрита с поверхностными новообразованиями, а также для сравнения состав свежих сколов. На поверхности одного из образцов (см. табл. 3, обр. 3) отмечаются пленка бронзового цвета и сеть тончайших белесо-голубоватых микропрожилков, возможно, гидратированного азурита. На поверхности другого образца (см. табл. 3, обр. 4) наблюдаются серый агрегативный налет и маломощные (<0,1 мм) гипергенные корочки с микропрожилками азурита.

Состав гипергенных поверхностных образований на тетраэдрите существенно отличается от состава поверхности их свежих сколов, а именно: снижаются концентрации или полностью исче-

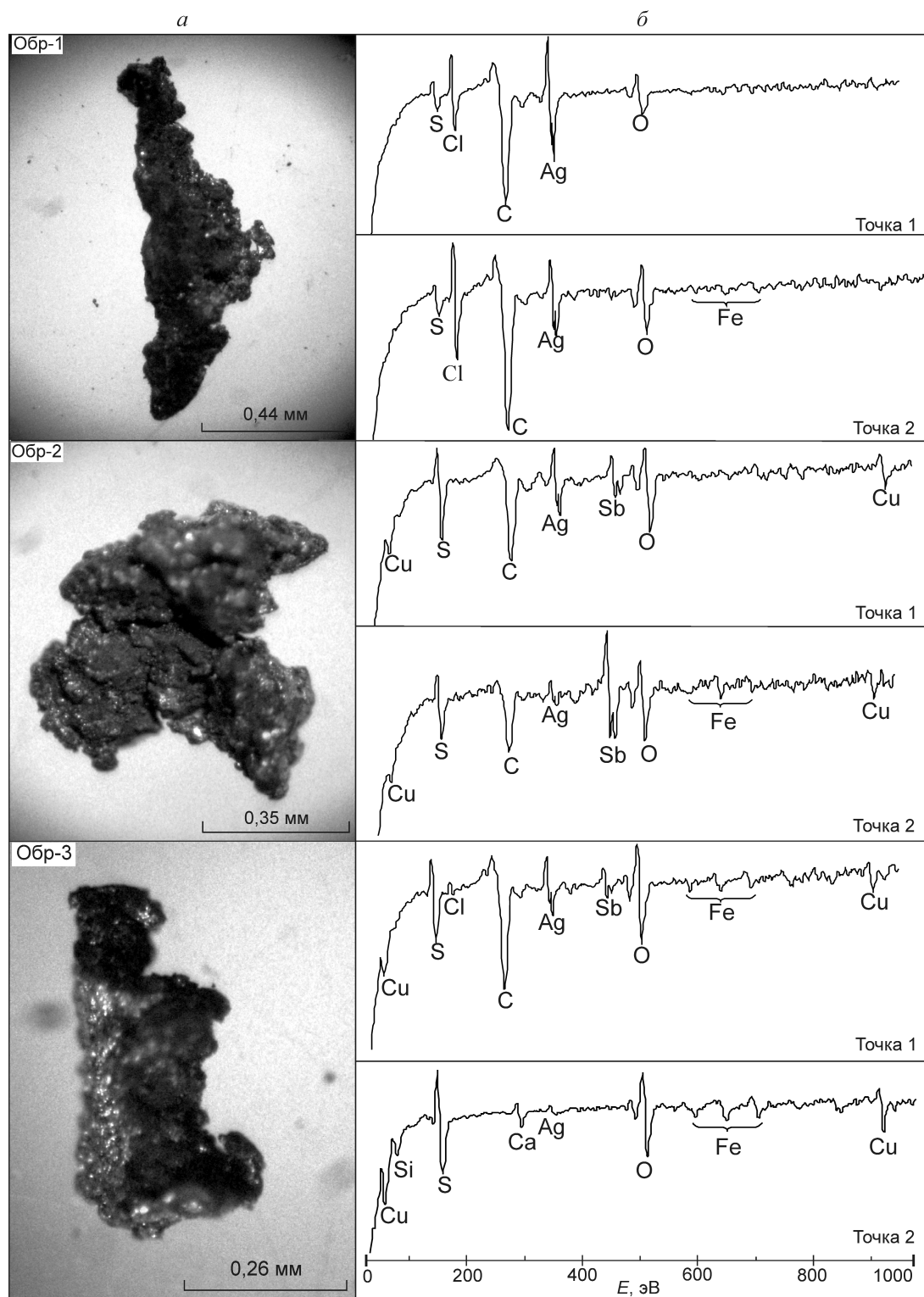


Рис. 5. Отпрепарированные из жильного агрегата окисленных руд месторождения Кимпиче выделения самородного Ag (*a*) и оже-спектры состава гипергенных образований на его поверхности (*б*):

фото под бинокляром

зают такие элементы, как Ag, Cu и S, локально проявляется Sb (см. табл. 3, обр. 3, 4). Вероятно, при наличии в составе поверхностных образований Ag и Cu сера связывается в сульфиды, а при их отсутствии может образоваться стибнит Sb_2S_3 (см. табл. 3, обр. 4, т-1). Большая часть Sb в составе поверхностных пленок находится в виде оксидов и гидроксидов. Состав поверхности анализируемых образцов часто существенно обогащен Fe, локально отмечаются высокие концентрации Ca и Cl и незначительные количества K. Кислород — основной химический элемент в составе поверхностных образований, о чем свидетельствуют окисно-гидроксидные формы образования установленных элементов. Зафиксированные на поверхности содержания C достаточно сложно интерпретировать. Возможно, это обусловлено наличием карбонатных фаз или C адсорбирован из атмосферы и сохранился после ионного травления на поверхности анализируемого образца в неровностях микрорельефа (Р.А.Амосов, Ю.В.Щегольков, 2004 г.).

Самородное серебро месторождения Кимпиче. Минерал встречается достаточно часто в виде мелких и крупных (до 1–2 мм) выделений комковатой формы в срезе, определяемых как сростки хорошо ограненных кристаллов или трещинных образований (рис. 4, 5). В составе самородного серебра отмечаются значительные концентрации элементов-примесей (табл. 4, 1–10), что, возможно, обусловлено специфическим развитием гипергенного процесса [12] или наличием мелких включений гипергенных минералов, поскольку известно, что гиперген-

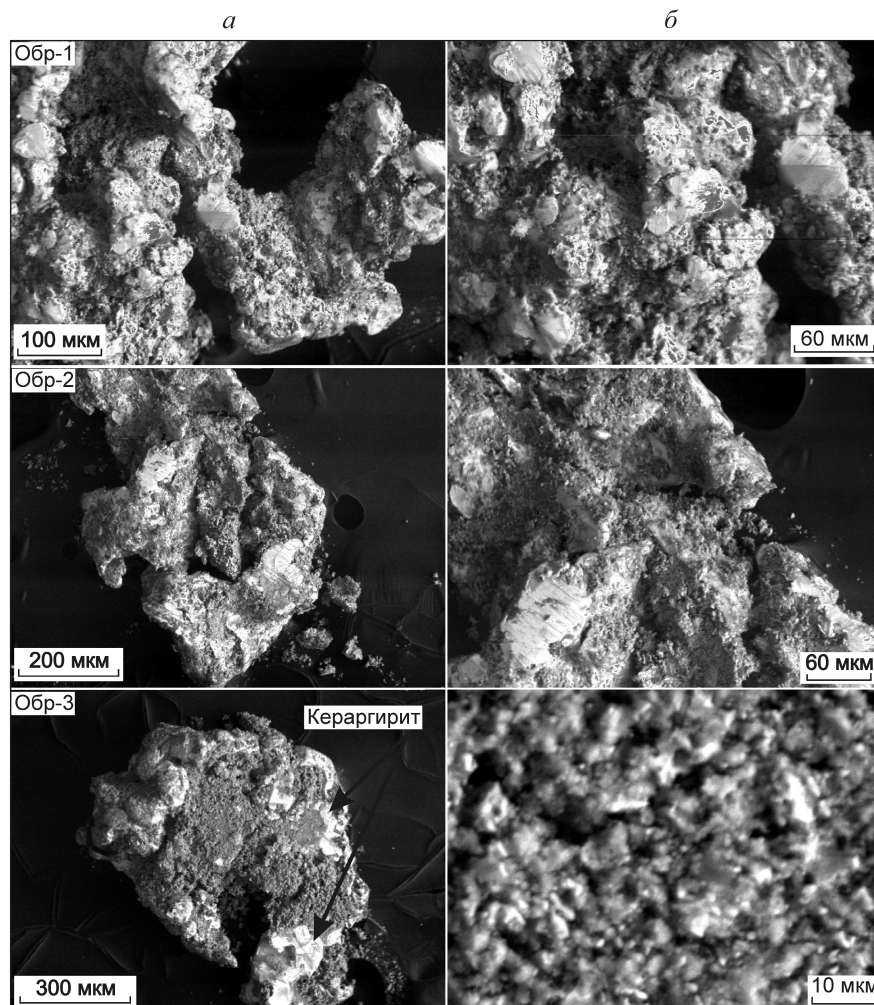


Рис. 6. Структура гипергенных образований на поверхности частиц гипергенного самородного Ag месторождения Кимпиче:

а — общий вид; б — деталь поверхности; фото в отраженных электронах (съемка проведена при помощи сканирующего электронного микроскопа «Camscan Link CRC-07 PR cambridge» с энергодисперсионной приставкой «LAN 10000 OXFORD LINK ANALYTICAL» Д.И.Криновым, ВНИИХТ)

ное самородное серебро характеризуется «чистой» химического состава [4].

На поверхности гипергенного самородного Ag зафиксированы каймы нарастания мощностью до 3–5 мкм, которые при большом увеличении определяются как каркасные агрегаты Cu-акантита, сформировавшиеся на поверхности граней кристаллов самородного серебра с незначительными элементами коррозии матричного субстрата (см. рис. 4). Также на поверхности самородного Ag при электронномикроскопических исследованиях наблюдаются отдельные кристаллы, корочки и пористые микрокристаллические полифазные выделения гипергенных агрегатов (рис. 6). По данным локальных рент-

5. Состав фаз на поверхности самородного Ag по данным электронной оже-спектроскопии

Номера образцов	Номера точек	Содержание элемента (атомные концентрации, %)									
		Ag	Sb	Cu	S	Cl	O	Ca	Si	Fe	C
1	1	11,3			3,6	7,2	8,0				69,9
	2	5,8			2,8	8,9	10,4			4,1	68,0
2	1	5,5	6,4	14,6	10,5		15,7				47,3
	2	1,8	17,0	12,8	7,7		15,5			8,8	36,7
3	1	3,9	3,8	10,2	8,1	0,8	15,8			6,5	50,9
	2	0,8		28,2	18,2		23,4	7,2	7,0	15,3	

геноспектрального и энергодисперсионного микроанализов в таких образованиях, помимо акантита, установлены кераргирит, гидрогетит, гидроспертинит, ромеит. Но большая часть полученных результатов локальных микроанализов не пересчитывается на отдельные минеральные фазы (см. табл. 4). Полученные составы характеризуют полифазные гипергенные агрегаты, в составе которых, кроме традиционного набора химических элементов (Fe, Cu, Sb, S) [12], зафиксированы значительные содержания Zn (до 23,77 мас. %) и Hg (до 14,59 мас. %), что предполагает наличие собственных гипергенных фаз этих элементов.

Состав поверхности самородного серебра (см. рис. 5), изученный оже-спектроскопией, характеризуется следующими показателями: содержание Ag колеблется от 0,8 до 11,3 ат. %; в существенных концентрациях присутствуют C, O, Cu, S и Fe; локально фиксируются значительные содержания Sb, Cl, Ca, Si (табл. 5). Полученные результаты состава поверхностных образований на гипергенном самородном серебре позволяют говорить о возможном изменении его флотационных свойств.

Проведенные исследования позволяют сделать следующие основные выводы.

Окисленные серебросодержащие комплексные руды существенно отличаются от первичных по минеральным формам полезных компонентов. В первичных рудах имеются блеклые руды и халькопирит, в окисленных — гипергенные сульфиды, сульфосоли, самородное серебро, оксиды, гидроксиды и карбонаты Cu и Sb.

Промышленные руды на месторождениях Асгат и Кимпиче по показателям извлечения Ag относятся к легкообогатимым, по извлечению Cu и Sb (попутных компонентов) — к труднообогатимым. Высокое извлечение Ag обусловлено хорошей флотационной активностью как гипогенных, так и гипергенных серебряных и серебросодержащих минералов.

Методом электронной оже-спектроскопии установлено существенное изменение состава поверхно-

сти рудных минералов в гипергенных условиях.

Потери свободных зерен рудных минералов в хвостах флотации могут быть обусловлены не только их размером, но и наличием поверхностных образований, снижающих флотационную активность.

Для большей эффективности извлечения полезных компонентов необходим оптимальный режим измельчения руд, не допускающий переизмельчения, но достаточный для раскрытия и получения свежих сколов на поверхности зерен рудных минералов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Абрамов А.А.* Технология обогащения окисленных и смешанных руд цветных металлов. — М.: Недра, 1986.
2. *Амосов Р.А., Васин С.Л.* Онтогенез самородного золота России. — М.: ЦНИГРИ, 1995.
3. *Анализ поверхности методами оже- и рентгеновской фотоэлектронной спектроскопии* / Под ред. Я.Бриггса, М.П.Сиха. — М.: Мир, 1987.
4. *Двуреченская С.С.* Гипергенные минералы серебряных месторождений. — М.: ЦНИГРИ, 2001.
5. *Изоитко В.М.* Технологическая минералогия и оценка руд. — СПб.: Наука, 1997.
6. *Кимпиче* — месторождение нового типа в Западном Верхоянье / В.В.Аристов, Н.В.Тихонова, Г.Ю.Орлова и др. // Руды и металлы. 2006. № 2. С. 28–41.
7. *Константинов М.М., Костин А.В., Сидоров А.А.* Геология месторождений серебра. — Якутск: ГУП НИПК «Сахаполиграфия», 2003.
8. *Остапенко Л.А.* Принципы прогноза технологических свойств окисленных серебряных руд по данным изучения вещественного состава // Руды и металлы. 2010. № 6. С. 22–32.
9. *Павлова Г.Г.* Стадийность и минеральные парагенезисы сидерит-сульфосольных проявлений Юстыдского прогиба // Взаимосвязь процессов магматизма, метаморфизма и рудообразования в складчатых областях юга Сибири. Новосибирск, 1988. С. 137–146.
10. *Серебро-сурьмяная рудная формация* / А.С.Борисенко, Г.Г.Павлова, А.А.Оболенский и др. — Новосибирск: Наука, 1992.

11. Смолянинов Н.А. Практическое руководство по минералогии. Изд. 2-е, испр. и доп. / Под ред. Б.Е.Карского. – М.: Недра, 1972.
12. Условия формирования зоны окисления на месторождении Кимпиче (Западное Верхоянье) / Л.А.Остапенко, В.В.Аристов, О.Б.Рыжов и др. // Отечественная геология. 2011. № 1. С. 43–58.
13. Щипцов В.В. Роль технологической минералогии при оценке многоцелевого использования промышленных минералов Республики Карелия // Значение исследований технологической минералогии в решении задач комплексного освоения минерального сырья. Петрозаводск, 2007. С. 16–28.
14. Яхонтова Л.К., Грудев А.П. Минералогия окисленных руд. – М.: Недра, 1987.
15. Brion D. Photoelectron spectroscopic study of the surface degradation of pyrite (FeS_2), chalcopryrite (CuFeS_2), sphalerite (ZnS), and galena (PbS) in air and water // Appl. Sur. Sci. 1980. Vol. 5. P. 133–152.
16. Buckley A., Woods R. An X-Ray Photoelectron Spectroscopic Study of the Oxidation of Chacopryrite // Anst. I. Chem. 1984. Vol. 37. P. 2403–2413.
17. Vanghan D., Tossell I.A., Stanley C.I. The surcoce proocrties of bornite // Mineral. Mag. 1987. Vol. 51. P. 285–293.

УДК 553.441

© Г.С.Гусейнов, 2013

ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ САМОРОДНОГО ЗОЛОТА КЕДАБЕКСКОГО ЗОЛОТО-МЕДНОКОЛЧЕДАННОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ, АЗЕРБАЙДЖАН

Г.С.Гусейнов (Научно-исследовательский Институт Минерального Сырья при Министерстве экологии и природных ресурсов Республики Азербайджан)

Рассмотрены типоморфные особенности самородного золота, дающие ценную информацию при изучении условий формирования руд. При определении стадийности и этапности рудоотложения на Кедабекском месторождении использованы данные о формах выделения, химическом составе и внутреннем строении золотин. Установленные гранулометрический состав и минеральная ассоциация золота имеют практическое значение при технологической переработке руд.

Ключевые слова: золото-медноколчеданные месторождения, золото, типоморфизм самородного золота.

Гусейнов Гамет Сары-оглы, mineral_xammal@mail.ru

TYPOMORPHIC FEATURES OF NATIVE GOLD FROM KEDABEK AU-CU MASSIVE SULFIDE DEPOSIT, AZERBAIJAN

G.S.Guseynov

Genetically informative typomorphic features of native gold from Kedabek are revealed and considered. Data on morphology, chemistry and inner structure of the gold grains are used to substantiate the key events and stages in the ore deposition history. Granulometric features and mineral assemblages thus obtained are of key importance for further metallurgical studies.

Key words: Au-Cu massive sulfides, typomorphism, native gold.

Одним из актуальных вопросов современной геологической науки является разработка минералогических критериев поисков и оценки месторождений полезных ископаемых. Так, изучение типоморфных особенностей минералов, в том числе самородного золота, имеет большое практическое и научное значение, позволяющее судить о генезисе месторождений и динамике изменений режима рудообразования.

Золотоносность медноколчеданных руд Кедабекского месторождения в разное время изучалась И.Н.Ситковским (1986 г.), Б.И.Эфендиевым (1972 г.), Э.С.Сулеймановым (1982 г.), Г.С.Гусейно-

вым (1989 г.), В.М.Баба-заде и др. (2002 г.). Однако некоторые вопросы, касающиеся типоморфных особенностей самородного золота, не получили должного освещения. Их решение, как показано ниже, дает дополнительную информацию для суждения о генезисе руд и условиях рудообразования, а также имеет практическое значение при технологической переработке руд.

Автором на основании собственных материалов, собранных в ходе исследовательских работ на описываемом месторождении, а также с помощью минералогических и аналитических данных установлены следующие типоморфные особенности

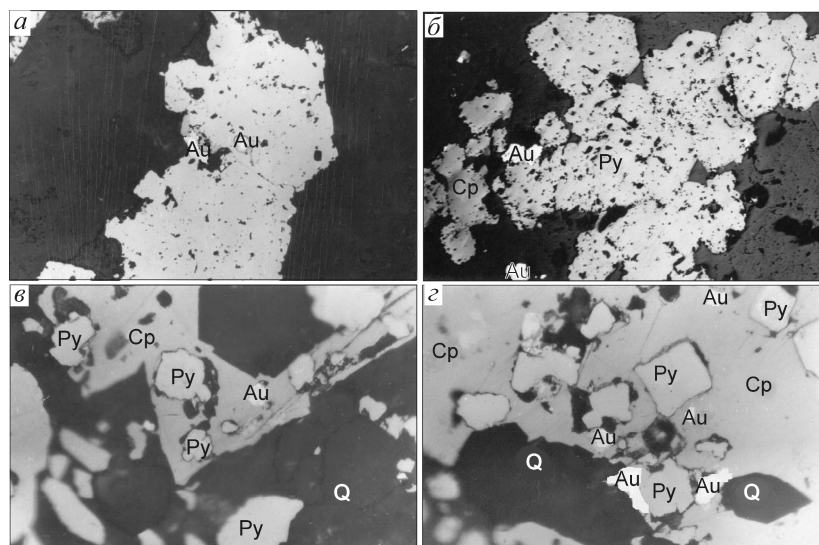


Рис. 1. Минеральные ассоциации самородного золота:

а, б — в пирите, в — в халькопирите, з — в сростке пирита с халькопиритом; полированные шлифы, ув. 250

минералогических и аналитических данных установлены следующие типоморфные особенности самородного золота: гранулометрический состав, минеральные ассоциации, формы выделения (морфология), химический состав (пробность), элементы-примеси, внутреннее строение.

Гранулометрический состав самородного золота. Как известно [5], крупность золота — один из основных показателей при выборе технологической схемы переработки золотосодержащих руд. Размеры золотинок на месторождении варьируют в широких пределах — от тонкодисперсных до миллиметровых. Видимые (миллиметровые) зерна золота выявлены при микроскопических исследованиях, а тонкодисперсные размером 0,001–0,005 мм не «улавливаются» даже при максимальном увеличении в электронном микроскопе. Последние, распространенные на данном месторождении в основном в окисленных рудах и околорудных метасоматитах, обнаружены при аналитических исследованиях. При переработке руд с тонкодисперсным золотом обычно используется кучное выщелачивание.

Зерна видимого золота отмечаются в продуктивной на золото пирит-халькопирит-сфалеритовой ассоциации. Его размеры варьируют в пределах от 0,01 до 0,3 мм. Это, вероятно, связано с переотложением и укрупнением мелкого и тонкодисперсного золота, находящегося в рудах более ранней кварц-пиритовой ассоциации [7]. Видимое самородное золото легко выделяется методами гравитации и флотации.

Таким образом, в рудах Кедабекского месторождения имеется разноразмерное золото от тонкодис-

персного до относительно крупного. Это, по-видимому, объясняется одновременным его образованием в зависимости от принадлежности к определенным минеральным парагенезисам [11].

Минеральные ассоциации самородного золота. При микроскопическом исследовании установлено, что самородное золото в основном ассоциируется с пиритом и халькопиритом, а также находится в сростании с ними (рис. 1). Кроме того, оно часто ассоциируется с арсенопиритом.

Золото, располагающееся внутри пирита и халькопирита (см. рис. 1, *а, б, в*), возможно, выделялось одновременно с названными минералами из рудоносных растворов, а золото, находящееся в их сростании (см. рис. 1, *з*), более позднее [4]. В ассоциации с арсенопиритом самородное золото, как правило, расположено в трещинках катаклаза. Нередко на фоне практически некатаклизированного кварца встречается арсенопирит, рассеченный густой сетью трещин без смешения обломков. Это позволяет предполагать, что наблюдаемая трещиноватость вызвана не динамическим воздействием на зерно арсенопирита, а резким уменьшением его объема в связи с выносом мышьяка и серы в результате термального метаморфизма [10]. Отлагающееся позже золото заполняло не только трещины, но и все освободившиеся пустотки.

Результаты исследований гранулометрического состава и минеральных ассоциаций месторождения дают основание говорить о возможности применения комбинированной технологии (механической, гидрометаллургической и цианирования) переработки руд.

Формы выделения (морфология) самородного золота. Как известно [12, 14, 16], золото в рудах колчеданных месторождений находится в свободном состоянии и имеет различные формы выделения, которые однозначно свидетельствуют не только о большой роли интраминерализационных деформаций в период его отложения, но и об их характере в рудных телах.

При минералогических исследованиях полированных шлифов, изготовленных из первичных и окисленных руд, содержащих золото, автором установлена зависимость форм выделения самородного золота от глубины залегания рудного тела. Так, зо-

лото из первичных руд нижнего горизонта (ниже 1605 м) округлой, овальной, каплевидной и неправильной форм выделения, которые характерны для колчеданных месторождений малых глубин. Золото таких форм обычно находится внутри сульфидов в свободном состоянии (рис. 2). Золото из руд верхнего горизонта месторождения (1650 м) губчатой, дендритовидной, пластинчатой, жилковидно-пластинчатой форм выделения, которые характерны для близповерхностных условий рудоотложения [6].

Закономерное изменение форм выделения самородного золота с глубиной говорит не только о большой роли интраминерализационных деформаций в период отложения золота, но и позволяет определить факторы его локализации в рудах и, следовательно, оценить возможную металлоносность рудных тел, вскрываемых выработками. Результаты исследований показали, что все главные особенности форм выделений и строения самородного золота могут служить дополнительными показателями для познания процессов формирования и эпигенетических изменений на Кедабекском месторождении.

Химический состав (пробность) самородного золота. Химический состав самородного золота определен атомно-абсорбционным методом в золотинах, извлеченных из проб-протокочек первичных и окисленных руд, а также в аншлифах, содержащих золото. Пробность золота по микроскопическим и аналитическим данным колеблется от 250 до 980‰. По мнению ряда исследователей [1, 3, 9, 14], одна из причин широкого колебания пробности золота — условия формирования руд. Так, на Кедабекском месторождении по мере уменьшения глубины вскрываемых горизонтов, закономерно возрастает содержание серебра в самородном золоте и одновременно уменьшается пробность золота. Эта закономерность устойчива при сопоставлении данных по разным горизонтам месторождения. На нижнем горизонте (1605 м и ниже), где формировались первичные руды, тонкодисперсное золото сосредоточено в раннем пирите и, как правило, является высокопробным (830–980‰). В некоторых золотинах из окисленных руд («Железная шляпа») отмечается повышенная пробность (950–980‰). На

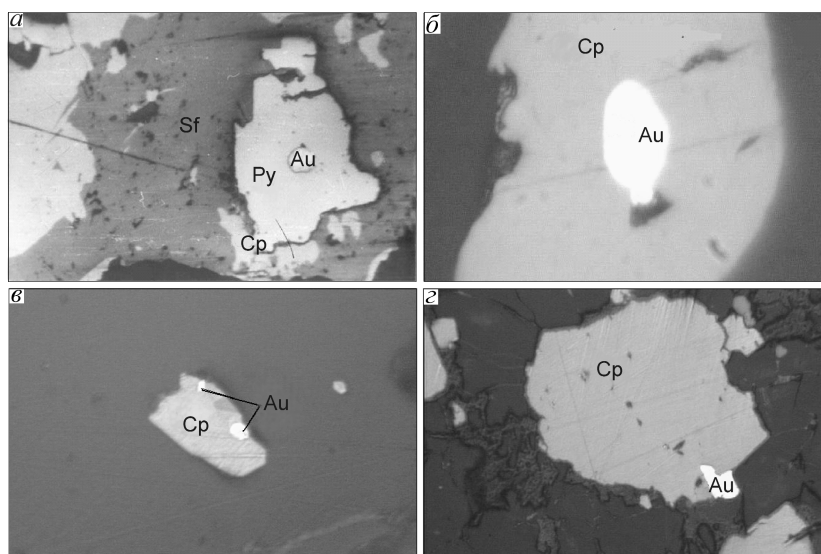


Рис. 2. Формы выделения самородного золота в рудах нижнего горизонта месторождения:

a — округлая, *б* — овальная, *в* — каплевидная, *г* — неправильная; полированные шлифы, ув. 250

колчеданных месторождениях золотинки с подобной пробностью обычно прослеживаются в зонах окисления и в области термического метаморфизма [10], где самородное золото, очищаясь от элементов-примесей, становится высокопробным [15]. Золото, отобранное из руд верхнего горизонта (1650 м), характеризуется относительно низкой пробностью (550–760‰). В рудах встречаются также электрум и кюстеллит, пробность которых составляет соответственно 250–480 и 450–600‰. Анализ вариаций пробности золота по вертикали позволяет оценить эрозионный срез месторождения и использовать полученные данные для прогнозной оценки вертикального размаха оруденения.

Элементы-примеси в самородном золоте. Информация об элементах-примесях в последние годы используется для выяснения особенностей процессов концентрации золота, его миграции и рассеивания как в эндогенных, так и в экзогенных условиях. Состав и содержание элементов-примесей в самородном золоте в значительной мере определяются геохимическими особенностями металлогенических провинций и отдельных месторождений, сформировавшихся на различных глубинах в пределах одних и тех же золотоносных областей.

В вертикальном разрезе рудных тел количество и содержание элементов-примесей в самородном золоте из месторождений разных глубин резко отличаются [8, 10, 12]. Установлено, что определенный их набор тесно связан с условиями рудообразования. Так, примеси Sb и As свидетельствуют о

формировании оруденения в зонах глубинных разломов, нередко вне связи с определенными интрузивными комплексами. Формирование и локализация оруденения в зонах глубинных разломов также определяют наличие повышенных концентраций Hg в самородном золоте [13].

Автором изучены элементы-примеси, входящие в состав самородного золота Кедабекского месторождения. Лазерным рентгеноспектральным анализом, помимо Ag, в его составе обнаружены следующие элементы-примеси, %: Cu 0,008–0,012, Fe 0,0015–0,006, Sb 0,03–0,04, As 0,001–0,02, Bi 0,002–0,005, Zn 0,008–0,01, Pb 0,003–0,06. При микронном анализе выявлено от 0,1 до 1,27% Hg. Результаты анализов показали повышенные концентрации Sb, As в самородном золоте. Это дает основания предполагать, что при формировании Кедабекского месторождения, наряду с другими факторами, определенной роль сыграл и Кедабекский глубинный разлом.

В ряде случаев состав и содержание элементов-примесей могут служить дополнительными признаками при решении вопроса о стадийности и этапности процесса рудообразования, глубине отложения золота, а также при выборе оптимальных схем его извлечения и аффинажа [8].

Внутреннее строение самородного золота. По мнению ряда исследователей [1, 2, 11, 12], в ходе кристаллизации самородного золота и длительных посткристаллизационных процессов (растворения, регенерации) его зерна приобретают разнообразные внутренние структуры, указывающие на глубинное образование.

Автором внутреннее строение самородного золота изучалось в монтированных шлифах с зернами золотин, отобранных из проб-протоколов руд, а также в полированных шлифах руд путем структурного травления.

При травлении в большинстве золотин наблюдается монозернистое, зональное и неяснозональное внутреннее строение, свойственное колчеданному месторождению вулканогенного происхождения [11]. В некоторых зернах золотин наблюдается незональная структура. В зернах электрума, часто встречающегося в рудах месторождения, образование таких структур, вероятно, связано с деформациями золота во время его отложения и при последующем метаморфизме. Редко отмечалась пятнистая неоднородность, являющаяся типоморфным признаком золота из рудных тел, пространственно связанных с интрузиями, с внедрением их пострудных фаз, которая может рассматриваться как следствие термометаморфизма [10].

Полученные результаты позволяют использовать особенности внутреннего строения самород-

ного золота в качестве критериев не только глубины формирования руд, но и для уточнения стадийности и этапности рудоотложения на Кедабекском месторождении, а также на аналогичных золоторудных и золотосодержащих месторождениях Малого Кавказа.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бадалова Р.П., Бадалов С.Т. О генетическом значении пробности золота в эндогенных месторождениях // *Узбекский геологический журнал*. 1964. № 3. С. 117–121.
2. Берман Ю.С., Тренина Т.И. Состав и содержание элементов-примесей в самородном золоте в зависимости от состава продуктивной минеральной ассоциации // *Тр. ЦНИГРИ*. 1971. Вып. 91. С. 124–129.
3. Берман Ю.С., Новиков В.М. К вопросу о пробности золота // *Колыма*. 1969. № 2. С. 96–108.
4. Гусейнов Г.С., Мобили Р.Б. Золотоносность колчеданых месторождений Локско-Агдамской металлогенической зоны Малого Кавказа. – Баку: Зардаби ЛТД ММС, 2010.
5. Зеленов В.И. Методика исследования золотосодержащих руд. – М.: Недра, 1983.
6. Золото в медноколчеданных рудах Гедабекского месторождения (Малый Кавказ) / В.М.Баба-заде, Г.С.Гусейнов, А.М.Исмаилова и др. // *Баку. Вест. БГУ*. 2002. № 1. С. 117–126.
7. Крейтер В.М. Размер частиц золота в сульфидных месторождениях как признак пострудного метаморфизма // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1948. № 1. С. 159–161.
8. Ланцев И.П., Николаева Л.А., Бадалова Р.П., Денисова Л.К. К вопросу о распределении элементов-примесей в самородном золоте из различных месторождений // *Тр. ЦНИГРИ*. 1971. Вып. 96. С. 110–121.
9. Литвинов Г.М., Берзон Р.О. О возможном генетическом значении пробы самородного золота применительно к золоторудным месторождениям Урала // *Геохимия*. 1974. № 4. С. 559–564.
10. Моисеенко В.Г. Геохимия и минералогия золота Дальнего Востока. – М.: Наука, 1977.
11. Николаева Л.А. Внутренняя структура самородного золота. – М.: Недра, 1974.
12. Николаева Л.А. Генетические особенности самородного золота как критерии при поисках и оценке руд и россыпей. – М.: Недра, 1978.
13. Озерова Н.А. Ртуть и эндогенное рудообразование. – М.: Наука, 1986.
14. Петровская Н.В. Новые данные о типоморфизме минералов // *Типоморфизм минералов*. М., 1989. С. 25–43.
15. Петровская Н.В. Самородное золото. – М.: Наука, 1973.
16. Преис В.К., Садыков А.Р. Типоморфные особенности самородного золота Анадырско-Корякского региона и п-ва Тайгонос // *Минералы и минеральные парагенезисы пород и руд Северо-Востока СССР*. Магадан, 1986. С. 66–76.

ДИСКУССИИ

УДК 552.323.6 (470.5)

© Коллектив авторов, 2013

ТУФФИЗИТЫ БАШКИРИИ — ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ И ПРОБЛЕМЫ ГЕНЕЗИСА

Е.И.Иванов, Г.П.Кузнецов (ЗАО ГГНПП «Минас Ираклион», г. Челябинск), В.И.Ваганов, Т.Е.Щербакова, Т.И.Колесникова (ЦНИГРИ Роснедра Минприроды России)

Проведено комплексное детальное изучение вещественного состава туффизитов — потенциально алмазоносных пород Западноуральской мегазоны (Республика Башкортостан), образовавшихся в результате флюидизатно-эксплозивных процессов, что подтверждается результатами прецизионных исследований методами атомно-эмиссионным и масс-спектрометрическим с индуктивно связанной плазмой. С помощью микрозондового анализа установлены глубинные минералы (пиропы, пироп-альмандины) лерцолитового и эклогитового парагенезиса и алмазы. Кроме того, исследованы уникальные образования туффизитов — стекла и сфериты рудно-силикатного состава, являющиеся минералогическими критериями их магматического происхождения.

Ключевые слова: алмазоносность, западный склон Южного Урала, прецизионные методы, туффизиты, глубинные минералы, стекла, сфериты.

Иванов Евгений Ираклиевич, Кузнецов Геннадий Петрович, mv@mail.ru, Ваганов Валерий Иванович, Щербакова Татьяна Евгеньевна, Колесникова Татьяна Ивановна, diamond@tsnigri.ru

BASHKORTOSTAN'S TUFFIZITES — COMPOSITION AND PETROLOGICAL PROBLEMS

E.I.Ivanov, G.P.Kuznetsov, V.I.Vaganov, T.E.Shcherbakova, T.I.Kolesnikova

A comprehensive study of so called tuffizites — potentially diamondiferous rocks from West-Ural megazone (Republic Bashkortostan), shows that these ones have been formed as a result of fluidization-explosive processes, as evidenced by the results of precision studies (ICPAES and ISPMs methods). With the aid of microprobe analysis the deep-seated minerals (pyrope, pyrope-almandine) of lherzolite and eclogite paragenesis were established. The unique components of tuffizites — glasses and spherites of ore-silicate composition are believed to be the mineralogical criteria of magmatic origin. Some diamond crystals and gold were indentified and studied.

Key words: diamond, West-Ural megazone, tuffizites, precision method, deep-seated minerals, glass, spherites, gold.

Вопрос о коренных первоисточниках россыпных алмазов на Урале в последние 15–20 лет вызвал вспышку небывалого интереса, отразившегося в сотнях публикаций. Обусловлено это двумя основными причинами. Во-первых, существенно ухудшилось состояние минерально-сырьевой базы алмазов Урала. Во-вторых, появились многочисленные сообщения об открытии на Урале (и не только там) принципиально нового генетического типа первоисточников — так называемых туффизитов, причем наличие алмазоносных туффизитов рассматривается многими исследователями как твердо установленный факт. В то же время, с момента появления первых подобных публикаций ряд специалистов высказывали серьезные сомнения в правильности генетической интерпретации этих пород и перспективах их алмазоносности [7].

Перечислим основные гипотезы об источниках алмазоносных россыпей Урала, используемые в настоящее время.

До сих пор актуальна гипотеза, объясняющая возникновение россыпей западного склона Урала

за счет дальней транспортировки алмазов из коренных источников в пределах Восточно-Европейской платформы, включая трубки Архангельской области [15, 16].

В.И.Коптиль и Ю.Н.Биленко предположили связь алмазов Урала с докембрийскими эклогитами, находящимися в относительной близости от алмазоносных россыпей. Хотя присутствие эклогитовых микроалмазов в россыпях выявлено, вряд ли они, с учетом их полигенности, могут играть заметную роль среди их промышленных типов.

Главное внимание привлекает туффизитовая гипотеза. По мнению ее авторов [11, 13], коренной источник уральских алмазов подобен лампроитовой трубке Аргайл в Австралии и представлен туффизитами, ксенотуффизитами. Становление флюидизатно-эксплозивных структур предвлялось образованием горст-антиклинальных поднятий и сопровождалось формированием диатрем и силлоподобных многоэтажных построек, связанных с триас-юрской и особенно неоген-четвертичной активизацией эмбриональных рифтогенных структур.

Появление в туффизитах алмазов и минералов-индикаторов обусловлено вскипанием высокофлюидной щелочно-ультраосновной магмы и прорывом ее к поверхности.

И.А.Малахов [8] отмечает, что гипотеза происхождения туффизитов отрицает алмазоносность терригенных толщ колчимской и такатинской свит силурийского и девонского возрастов, как это принимается большинством исследователей. По его мнению, алмазы и минералы-индикаторы в этих свитах представлены продуктами разрушения кимберлитовых и (или) лампроитовых тел, вероятнее всего, вендского возраста. В дальнейшем осадочные толщи подвергались интенсивному контактово-термальному метаморфизму и метасоматозу в результате внедрения более молодых магматитов преимущественно трахибазальтового состава, что приводило к окислительному растворению алмазов. Таким образом, по И.А.Малахову, наличие туффизитов — скорее, отрицательный признак алмазоносности.

По мнению В.Н.Анфиломова и др. [1], месторождения Красновишерского района образовались путем флюидно-тектонической мобилизации кор выветривания кимберлитов, погребенных под осадочным чехлом, которые были выдавлены под давлением пластины пологого надвига в виде суспензии в породы осадочного чехла.

По В.К.Гаранину и др. [10], источником уральских алмазов, привнесенных ледником, служили кимберлиты Финляндии (450–600 млн. лет) и лампроиты Костамукши (1230 млн. лет). Этот регион мог быть центром вендского ледникового покрова, который позднее был приподнят и эродирован.

В кварце из некоторых туффизитов обнаружены признаки ударного метаморфизма в виде четко проявленных планарных элементов, а также монокристовые брекчии со структурой цемента типа «грис». В литературе неоднократно упоминаются находки высокобарических фаз кремнезема (коэсит и стишовита) и мелких поликристаллов алмаза с примесью лонсдейлитовой составляющей. Все это, по М.С.Мащак и М.В.Наумову [9], однозначно

свидетельствует об импактной структуре, вероятно, интенсивно деформированной в эпоху герцинской складчатости. С позиции импактного генезиса алмазоносность брекчий Вишерского района обусловлена тем, что экскавационная впадина возникшего кратера охватила коренные алмазоносные породы, фрагменты которых (в том числе алмазы) оказались рассеянными в заполняющих кратер брекчиях.

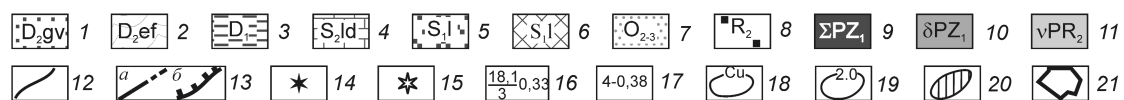
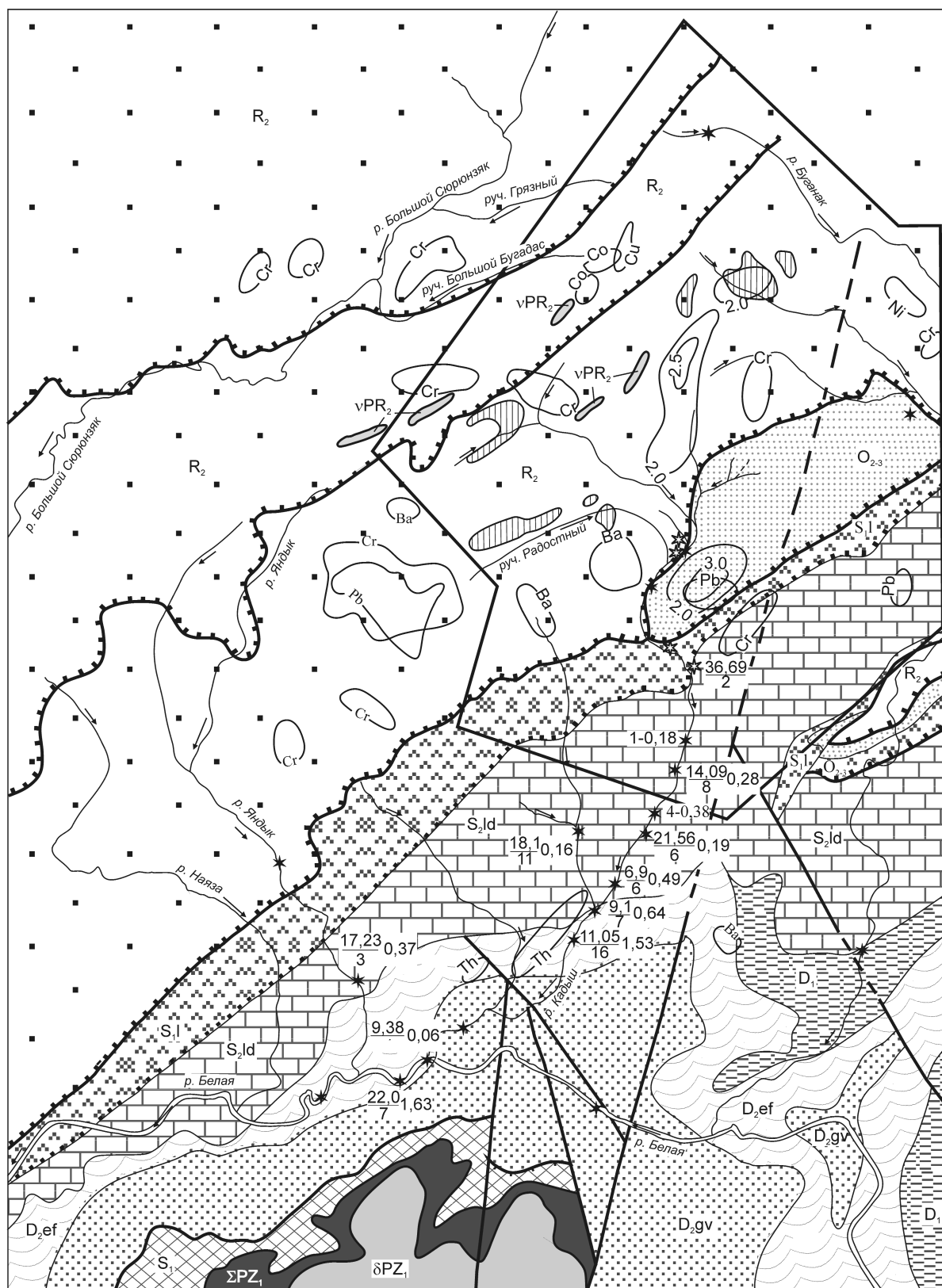
Разнообразие вышеперечисленных гипотез, по нашему мнению, связано с полигенностью возможных первоисточников алмазов и некорректной генетической интерпретацией имеющихся фактических данных.

По геологическому строению и характеру физических полей в структуре Южного Урала области западного и восточного его склонов резко обособлены. Они рассматриваются нами в ранге Западноуральской и Восточноуральской мегазон. Слагающие их комплексы глубокометаморфизованных пород образуют самостоятельные структурные подразделения и трактуются как блоки кристаллического фундамента древней (дорифейской) платформы. В конце раннего протерозоя по зоне Главного Уральского разлома произошел раскол некогда единой эпикарельской платформы с образованием двух упомянутых крупных тектонических структур, которые на протяжении раннерифей-венд-кембрийского времени развивались автономно в различных геодинамических обстановках: Западноуральская мегазона — в режиме активной континентальной окраины (восточная окраина Русской платформы), Восточноуральская — в режиме подвижной окраинной зоны платформы. Стратифицированные отложения рифей-венд-кембрийского времени, а также палеозойские и более молодые образования рассматриваются нами в составе чехла дорифейской платформы.

Уникальной особенностью Урала, по сравнению со многими складчатыми поясами, является его аномально низкий тепловой поток (20–35 мВт/м), что практически идентично значениям плотности теплового потока на кратонах.

Рис. 1. Схематическая геологическая карта Ахмеровского участка:

стратифицированные образования: 1 — известняки, D_{2gv}, 2 — известняки, прослои глинистых сланцев, D_{2ef}, 3 — доломитизированные известняки, D₁, 4 — известняки, доломиты, S_{2ld}, 5 — алевролиты, глинистые сланцы, прослои известняков, доломитов, песчаников, S_{1l}, 6 — кремнисто-глинистые сланцы, S₁, 7 — кварцевые песчаники, гравелиты, конгломераты, O₂₋₃, 8 — метаморфические сланцы, филлиты, кварциты, R₂; *магматические образования:* 9 — серпентиниты, ΣPZ₁, 10 — гарцбургиты, δPZ₁, 11 — габбро, габбро-долериты, габбро-амфиболиты, vPR₂, 12 — геологические границы согласные и интрузивных образований; 13 — тектонические нарушения (a — сбросового, сбросо-сдвигового, б — надвигового типов). *Прогнозные признаки коренных первоисточников алмаза, минералогические:* 14 — находки алмазов в аллювии водотоков, 15 — то же, в коренных породах, 16 — в числителе вес кристаллов в мг, в знаменателе число кристаллов, цифра справа — содержание в мг/м³, 17 — число кристаллов — содержание в мг/м³; *геохимические (геохимические аномалии):* 18 — Cu, Zn, Pb, Cr, Co, Ni, Ba, Th; *геофизические:* 19 — положительные гравиметрические аномалии, 20 — площади развития низкоомных зон (до 100 ом); 21 — контур Ахмеровского участка



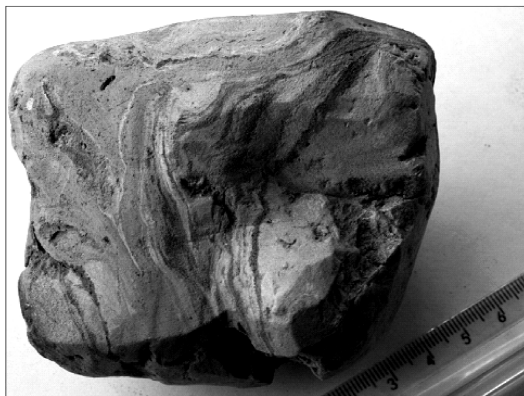


Рис. 2. Туфопесчаник псаммито-псефитовый с включениями глинизированных обломков гравийной зернистости

Структурный каркас Урала характеризуется сочетанием разрывных нарушений разной природы и возраста. Наряду с наиболее ярко выраженными субмеридиональными разломами, важную роль играли трансуральские поперечные и диагональные тектонические линеаменты, по-видимому, фиксирующие крупные неоднородности литосферы.

Таким образом, с учетом общепринятых положений мантийного алмазообразования территория безусловно является алмазоперспективной. В этой связи принципиально важны данные по Южному Уралу (Республика Башкортостан), полученные в последнее десятилетие. Речь идет о так называемом лицензионном Ахмеровском участке.

Ахмеровский участок площадью 87 км² расположен в Белорецком районе Республики Башкортостан в 15 км к западу от г. Белорецк. Он находится в восточной части Западноуральской мегазоны, где кратонизированные образования эпикарельской платформы сосредоточены на глубине ~3,5–4 км в зоне аномально низкого теплового потока. Участок сложен образованиями двух структурных этажей. Нижний этаж — среднерифейские метаморфические сланцы различного состава, кварциты, амфиболиты, филлиты, прорванные вендскими телами габбро и габбро-долеритов. Верхний этаж — средне-верхнеордовикские кварцевые песчаники, гравелиты, конгломераты, лландоверийские алевролиты, глинистые сланцы, песчаники, верхнесилурийские — нижне-среднедевонские карбонатные отложения (рис. 1). В пределах участка широко проявлены элементы надвиговой и разрывной тектоники с северо-восточным простираанием плоскостей сместителей и юго-восточным воздыманием пакетов-пластин.

В 1999–2003 гг. специалисты ЗАО ГГНПП «Минас-Ираклион» выявили на Ахмеровском участке

трубочные тела, сложенные, по мнению авторов, магматогенно-флюидогенными эксплозивными образованиями (туффизитами). В трубке Кадышская-2 найдены четыре алмаза с максимальной массой 28 мг, в трубке Маярдакская-3 — два обломка алмаза во фракции -0,5 мм. Алмазы также были обнаружены в верховьях р. Кадыш в 20-литровых шлиховых пробах во фракции -0,5 мм.

Опираясь на эти результаты, ЗАО ГГНПП «Минас-Ираклион» в 2006–2010 гг. продолжило работы на данном участке в целях получения более точной информации о генетической природе туффизитов и максимально достоверной оценки потенциала их алмазоносности. Акцент был сделан на комплексном детальном изучении вещественного состава пород современными прецизионными методами. Эти исследования проводились группой специалистов ЦНИГРИ под руководством В.И.Ваганова.

По результатам поисковых работ на участке выделено 38 комплексных литогеохимических аномалий трубочного типа. Аномалии образованы как элементами сидерофильной группы — Cr, Ni, Co, Y, Mn, так и халькофильными — Cu, Pb, Zn, Ba. Площадь аномалий достигает 50–80 га, в единичных случаях 180 га. Подобными параметрами в целом характеризуются аномалии, связанные с предполагаемыми туффизитами Пермской области и кратерными отложениями (ксенотуфобрекциями) Зимнебережного кимберлитового поля Архангельской области. Большинство аномалий приурочено к низкоомным зонам. Заверочными горными работами на 12 аномалиях установлена их трубочная природа, что позволяет остальные геохимические аномалии также рассматривать в качестве предполагаемых трубок.

Диатремы, вскрытые шурфами, канавами и колонковыми скважинами, сложены флюидно-эксплозивными брекчиями — туффизитами (рис. 2). Из-за сильной вторичной измененности пород их валовый химический состав мало информативен, поэтому важное значение имеют прецизионные геохимические данные. Ю.Ю.Голубевой (ЦНИГРИ) изучены образцы туффизитов из диатремы Маярдакская-3. Десять образцов в аналитическом центре ВСЕГЕИ исследованы методами атомно-эмиссионным с индуктивно связанной плазмой (ICP-AES) и масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ISPPMS). Содержание редких земель (REE) варьирует в широких пределах, спектры распределения редких земель пологие, что характерно для магматических пород (рис. 3). REE слабо фракционированы, что сближает данные породы с карбонатитами, субщелочными базальтами. В целом по спектру REE изученные породы наиболее близки к

так называемым туффизитам Сидоровской диатремы на Среднем Тимане [12].

На площади участка в аллювиальных отложениях и собственно туффизитах установлены минералы глубинного генезиса, часть из которых может быть аналогична соответствующим минералам из алмазоносных и потенциально алмазоносных пород, — гранаты, хромшпинелиды, хромдиопсиды.

Особое внимание при изучении минералов-индикаторов кимберлитов потенциально алмазоносного магматизма, как и всегда, уделялось гранатам. Ранее Г.И.Шафрановским и др. (2004) лишь упоминалось наличие гранатов без описания их морфологии и определения химического состава. В рамках настоящего исследования из различных трубчатых пород и прилегающих аллювиальных отложений изучено 360 зерен с описанием их внешних признаков и определением химического состава с помощью микрозондового анализа. Анализы проводились в ИГЕМ РАН с использованием электронного сканирующего микроскопа JSM 5300 со спектрометром Link:1515 и рентгеноспектрального анализатора «Camebax SX-50».

Преобладают зерна альмандина,grossулар и спессартин представлены единичными знаками. Отмечаются пиропы в количестве 67 знаков и три знака пироп-альмандина. Пиропы представлены угловатыми и угловато-окатанными обломками и осколками зерен 0–1 класса окатанности, размером от 0,25 до 4 мм, преимущественно фиолетового и лилового цвета. Наблюдаются фрагменты зерен с первичной тонкоматированной и гребенчато-ямчатой поверхностью коррозионно-гидротермального типа. Пиропы с подобной поверхностью встречаются в кимберлитах и ореолах рассеяния ближнего сноса.

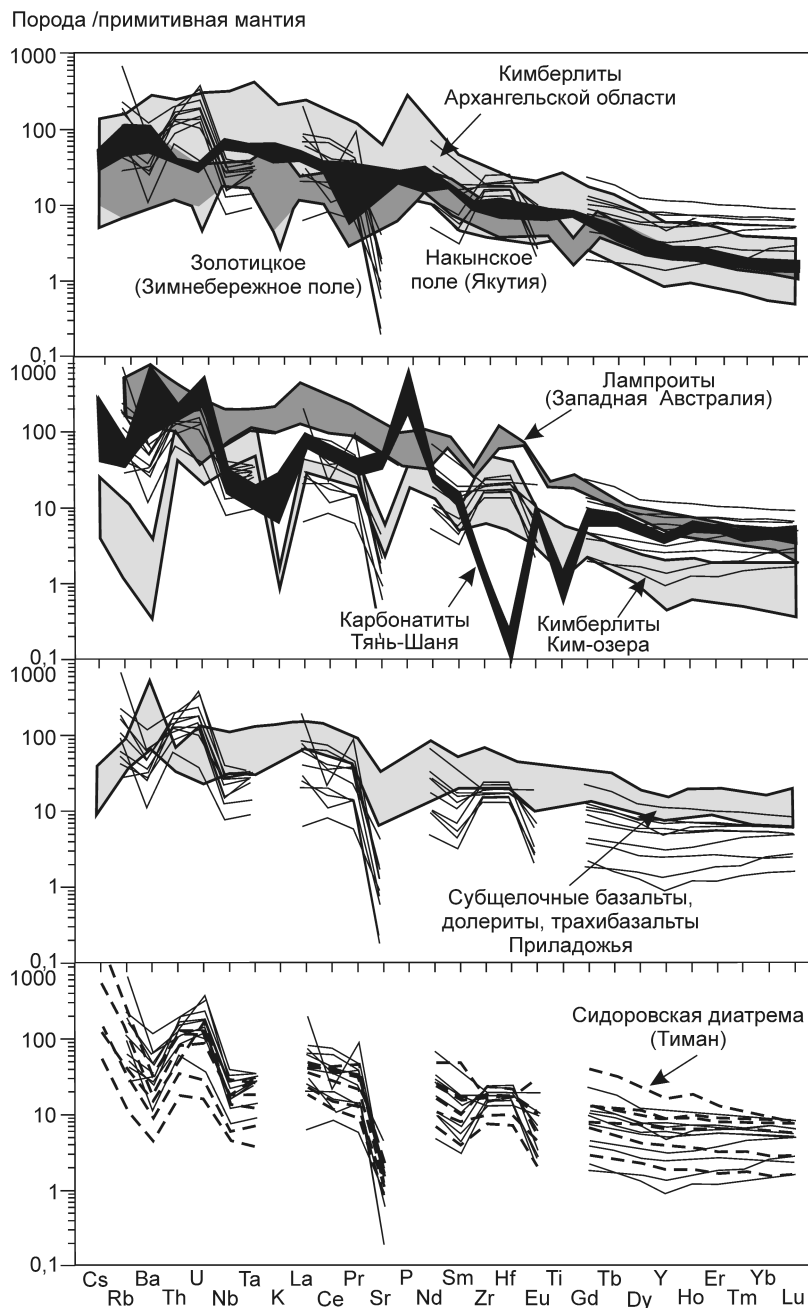


Рис. 3. Нормализованное к примитивной мантии (В.Ф.МакДоноу, С.С.Сан, 1995) распределение редких элементов

На диаграмме Н.В.Соболева [3] точки составов хромсодержащих гранатов хорошо вписываются в поле лерцолитового парагенезиса, что типично для неалмазоносных пород. Единичные наиболее хромистые и низкокальциевые пиропы, занимающие промежуточное положение между полями лерцолитового и дунит-гарцбургитового парагенезисов, относятся к диатремам Маярдакская-3 и Кадышская-3 (рис. 4, а).

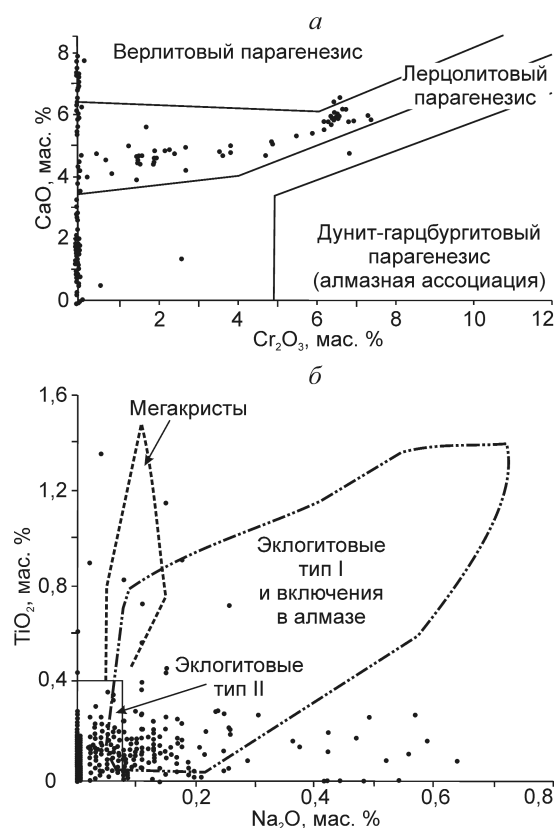


Рис. 4. Химический состав гранатов из туффизитов и аллювиальных отложений Ахмеровского участка на диаграммах:

а — Н.В.Соболева (1974); б — Д.Шульце (1997)

На диаграмме Д.Шульце [3, 19] для низкохромистых гранатов из большинства известных кимберлитов мира точки составов располагаются в полях эклогитов типа I и мегакристов. Они образуют четко выраженную субвертикальную полосу при низких значениях Na₂O и широком разбросе TiO₂. Подобный тренд прослеживается и для изученных зерен гранатов. Однако подавляющее большинство точек образуют компактную группу, характеризующую повышенной натровостью и низкой титанистостью, при этом значительная часть составов попадает в нижнюю часть поля эклогитов типа I и включений в алмазе (см. рис. 4, б). Такой уклон более типичен для лампроитов. Таким образом, судя по составу гранатов, на Ахмеровском участке можно ожидать преобладание алмазов эклогитового типа.

Хромшпинелиды (Хшп) представлены главным образом целыми угловатыми и угловато-окатанными кристаллами октаэдрического габитуса и их обломками (1–3 класс окатанности) размером от -2,0 до

+0,5 мм и менее. Отмечаются единичные кристаллы и их обломки комбинационной формы, нередко осложненные вицинальными гранями с гладкой блестящей, а также с тонкоматированной поверхностью кимберлитового морфогенетического типа.

Определен химический состав 174 зерен хромшпинелидов. Трудность их генетической интерпретации заключается в том, что они присутствуют в широком спектре разнообразных базит-ультрабазитовых пород, причем поля их составов на многих диагностических диаграммах перекрываются. Этот вопрос специально рассмотрен нами в работе [4]. Авторы показали, что первоначальное разделение Хшп по их принадлежности к различным петрогенетическим сериям пород наиболее достоверно осуществляется на основе диаграммы Ч.Фипке в координатах MgO–Cr₂O₃ с дополнениями В.И.Ваганова (рис. 5). Дальнейшее подразделение «вычлеченных» из общей выборки алмазоперспективных Хшп (кимберлит-лампроитового типа) по степени вероятной алмазонасности производится по наличию и концентрации Хшп «алмазной ассоциации» [14, 18].

На диаграмме Ч.Фипке четко различаются Хшп из кимберлитов и альпинотипных ультрабазитов, с одной стороны, и всех других типов платформен-

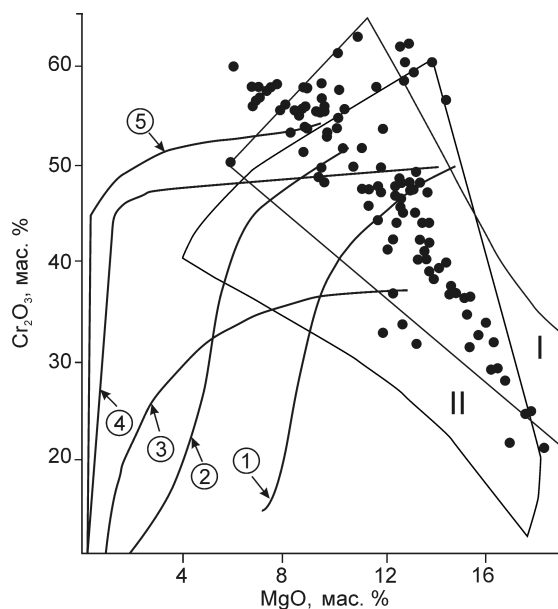


Рис. 5. Химический состав хромшпинелидов из туффизитов Ахмеровского участка на диаграмме Ч.Фипке, с дополнениями В.И.Ваганова [2]:

обобщенные тренды для платформенных магматитов: 1 — меймечитов, 2 — массива Кондер, 3 — базальтов Норильского района, 4 — коматитов, 5 — базальтов; обобщенные поля составов хромшпинелидов из: I — алмазонасных кимберлитов, II — альпинотипных ультрабазитов

ных магматитов, с другой. Их тренды противоположно ориентированы и взаимно пересекаются, а тренды и поля составов кимберлитов и альпинотипных ультрабазитов практически совпадают, поэтому различить их на диаграмме невозможно. Именно в зону совпадения ложатся точки составов всех изученных зерен. Выбор, таким образом, прост — относить их к кимберлитам или альпинотипным ультрабазитам.

На диаграммах Н.В.Соболева (рис. 6) отмечается широкий изоморфизм в ряду хром–алюминий — так называемый перидотитовый тренд, тогда как для Хшп из кимберлитов характерно сочетание двух трендов — перидотитового и пикритового [17]. Кроме того, наблюдается монотонно низкое содержание TiO_2 (десятые доли процента), что крайне нехарактерно для кимберлитов, но типично для Хшп из альпинотипных ультрабазитов. Необходимо, однако, помнить, что низкая концентрация TiO_2 в Хшп практически из всех магматитов является региональной особенностью Урала.

По данным В.И.Ваганова, в таких случаях решающим критерием служит статистический характер распределения содержаний TiO_2 в диапазоне 0–1 мас. %. Для Хшп из альпинотипных ультрабазитов фиксируется неуклонное падение количества зерен по мере роста титанистости (четкая отрицательная экспоненциальная связь); для типичных кимберлитов — нормальное распределение; для базальтоидов Урала распределение также близкое к нормальному, но максимум смещен в сторону более низких значений. В Хшп Ахмеровского участка распределение титана практически полностью дублирует перидотитовый тренд и принципиально отличается от кимберлитового, лишь незначительную часть наиболее титанистых составов можно при большом желании сопоставить с трендом базальтоидов Урала (рис. 7). Таким образом, Хшп Ахмеровского участка не могут рассматриваться как минералы-индикаторы потенциально алмазоносного магматизма.

Хромдиопсиды представлены угловатыми и угловато-окатанными обломками зерен (1–2 класс окатанности) размером <1 мм неправильной и призматической форм. Проведен микрозондовый анализ состава 131 зерна. На диаграмме И.П.Илупина [6] видно, что подавляющее число фигуративных точек ложатся в области щелочных базальтоидов и ксенолитов щелочных перидотитов и лишь несколько точек попадает в кимберлитовую область, причем с минимальным содержанием Cr_2O_3 (рис. 8). Таким

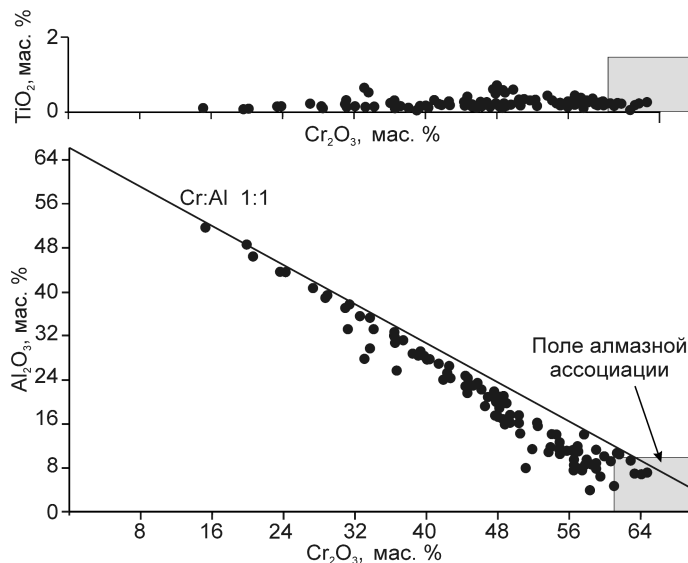


Рис. 6. Особенности состава хромшпинелидов в координатах TiO_2 – Cr_2O_3 и Al_2O_3 – Cr_2O_3 , Н.В.Соболев, 1974 г.

образом, изученные хромдиопсиды также не могут рассматриваться как минералы-индикаторы потенциально алмазоносного магматизма.

Уникальные образования в туффизитах Ахмеровского участка — стекла и сфериты рудно-силикатного состава, которые неизвестны ни в кимберлитах, ни в лампроитах. В 2004 г. Г.И.Шафрановский, предварительно визуально описав эти образования, пришел к выводу, что именно они являются для туф-

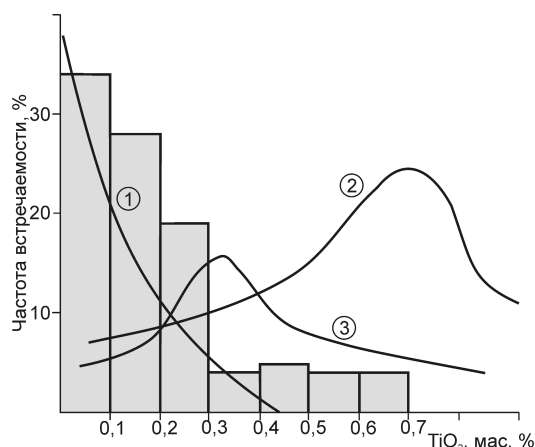


Рис. 7. Гистограмма распределения содержаний TiO_2 в хромшпинелидах из туффизитов Ахмеровского участка:

обобщенные тренды: 1 — альпинотипных ультрабазитов, 2 — кимберлитов Якутии, 3 — базальтоидов и базальтов Урала

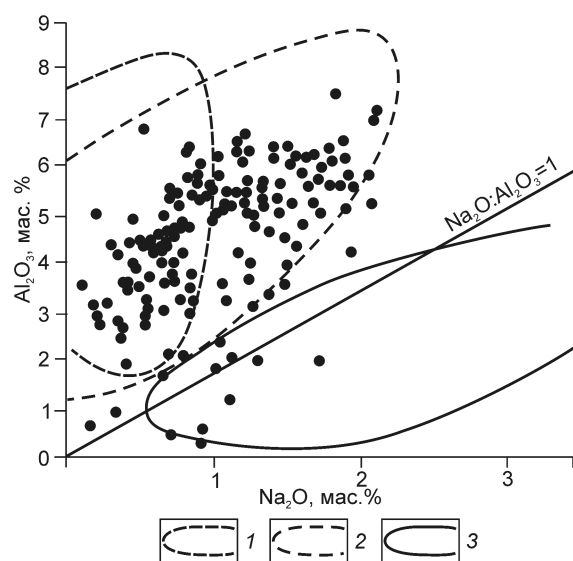


Рис. 8. Особенности состава обогащенных хромом ($\text{Cr}_2\text{O}_3 \geq 0,5\%$) клинопироксенов Ахмеровского участка:

1 — хромдиопсиды из базальтоидов; 2 — хромдиопсиды из глубинных включений (ксенолиты) из щелочных базальтов; 3 — наиболее распространенные хромдиопсиды из кимберлитов

физитов минералогическими критериями магматического происхождения и алмазоносности, но химический состав стекол и сферитов не изучался.

Нами исследовано 242 образца стекол различной окраски (черной, зеленой, коричневой, желтой, водяно-прозрачной и др.). Они представлены угловатыми обломками с пористой поверхностью, в тонких слоях прозрачны и светло окрашены, некоторые содержат включения магнетитового и иоцит-магнетитового составов. Многие стекла содержат округлые пузырьки, свидетельствующие о присутствии летучих фаз.

Оптические и микрозондовые исследования показали, что стекла неоднородны, их состав изменяется в пределах одного образца. Они не соответствуют по составу какой-либо магматической породе и не рассчитываются на нормативные компоненты. Обращает на себя внимание высокое содержание в них Mn, Ti, Ca, Na. Марганцем также обогащены не только стекла, но и заключенные в них рудные минералы.

По результатам петрохимического анализа (рис. 9) выделяются две основные группы стекол. Первая группа, названная нами рудно-силикатной, характеризуется высоким содержанием суммы рудных компонентов ($\text{FeO} + \text{TiO}_2$), более низкой в среднем концентрацией SiO_2 , пониженной концентрацией Ca, повышенной Mg, преобладанием K над

Na. Эту группу образует большая часть стекол черного цвета. Для второй группы — рудно-силикатно-кальциевой — типичны пониженное содержание суммы рудных компонентов, Mg, резко повышенная концентрация Ca, преобладание Na над K. В нее попадают практически все цветные стекла и некоторая (меньшая) часть черных.

Сфериты очень схожи со стеклами, но отличаются от них, как следует из названия, правильной округлой формой. Для изучения химического состава было отобрано 150 зерен, разбитых по цвету на две группы: черные, серые и серебристые; цветные (коричневые, красные, оранжевые, желтые, бесцветные прозрачные). Все петрохимические диаграммы для сферитов практически идентичны аналогичным диаграммам для стекол: темные сфериты образуют рудно-силикатную группу (причем, как и в случае стекол, часть сферитов имеет повышенные содержания Ca), цветные — рудно-силикатно-кальциевую группу. Принципиальное отличие составов стекол и сферитов — в их суммарной щелочности. Для подавляющего большинства составов стекол она составляет 2–3%, для сферитов — 0–2%. Таким образом, если схожесть петрохимических трендов стекол и сферитов указывает на однотипный механизм их формирования, то разница в суммарной щелочности — на образование их из различных по щелочности порций расплава или на кристаллизацию с определенным временным шагом.

В работе [5] рассматривается присутствие сферитов рудно-силикатного и рудного составов как в

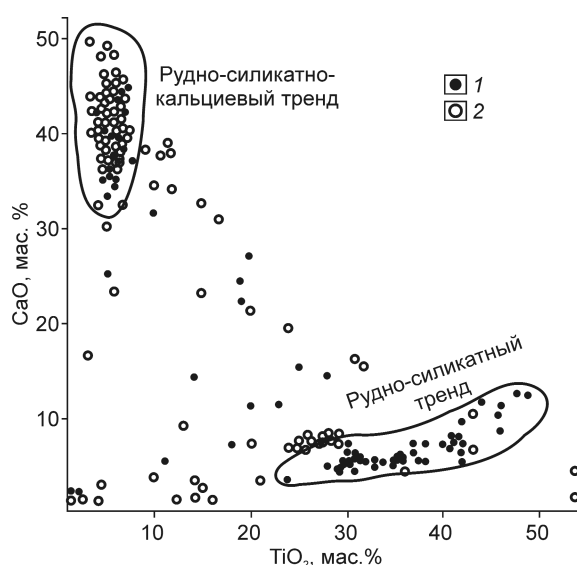


Рис. 9. Химический состав стекол из диатрем Кадышская-2 и Маярдакская-3 в координатах CaO–TiO₂:

1 — черные, 2 — цветные стекла

породах взрывных структур, генезис которых проблематичен (импактиты или эндогенные взрывные кольцевые структуры), так и в магматических породах, эндогенное происхождение которых не вызывает сомнения. Пористость сферитов и широко проявленный изоморфизм говорят о том, что эти частицы образовались при давлениях, соответствующих приповерхностным уровням глубинности.

По мнению В.А.Езерского (устное сообщение, 2000 г.), различные шлаки, стекла и сфериты в россыпях Красновишерского района Северного Урала относятся к техногенным образованиям. В массовом количестве они появляются в отсеках крупнообъемных проб после проведения ремонтных (сварочных) работ на обогатительной фабрике и «затухающим шлейфом» протягиваются через серию проб до следующего ремонта.

Для проверки этого сообщения нами изучены 15 образцов стекол несомненно техногенного генезиса (материал сварочных работ). На всех петрохимических диаграммах точки составов таких образцов ложатся на рудно-силикатный тренд, но по щелочной специализации картина обратная: для большей их части характерно преобладание натрия над калием, как для рудно-силикатно-кальциевого тренда (цветные стекла). Следовательно, изученные стекла из пород достаточно четко (по крайней мере цветные) отличаются по составу от техногенных образований, хотя механизмы их возникновения, по-видимому, близки.

Наличие признаков плавления ксеногенных зерен рутила в шлаковидных частицах позволяет говорить о высоких температурах (до 1800°C) во время их формирования. При некоторых видах сварки температуры достигают 1600°C, что лишь раз подчеркивает сходство механизмов образования заведомо техногенных и природных образований. Скелетный и дендритный рост кристаллов рудных минералов и некоторые другие признаки указывают на высокую скорость остывания частиц-капель расплава.

По результатам изучения стекол и сферитов можно сделать следующие основные выводы.

Стекла и сфериты из диатрем Ахмеровского участка имеют преимущественно эндогенное происхождение. О магматическом генезисе стекол свидетельствуют также абсолютный возраст (215 ± 8 млн. лет), полученный Rb-Sr изохронным методом в Центре изотопных исследований ФГУП «ВСЕГЕИ» (2009 г.). Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ составляет $0,71165 \pm 0,00023$.

По условиям формирования изученные стекла и сфериты характеризуются исключительно высокими температурами при небольших давлениях,

резко неравновесными условиями и высокой скоростью закалки.

Таким образом, первично магматическое происхождение диатрем Ахмеровского участка в результате флюидизатно-эксплозивных процессов сомнений не вызывает. Проблема заключается в механизме этих процессов.

Вернемся к обнаруженным в некоторых туффизитах признакам ударного метаморфизма. Последний связан с исключительно высокими амплитудами температур и давлений, на несколько порядков превышающими таковые в «стандартных» вулканических породах, включая формирование кимберлитовых диатрем. По мнению большинства исследователей, проявления ударных эффектов могут быть обусловлены только соударением с Землей крупных метеоритов, поэтому структуры, где такие эффекты обнаружены, однозначно относят к классу метеоритных кратеров — астроблем. В то же время, ряд исследователей (например, [5]) считают, что значительная часть предполагаемых астроблем на самом деле имеет эндогенное происхождение и адекватно объясняется в рамках механизма флюидизации. Одним из основных элементов принципиальной модели формирования эндогенных взрывных кольцевых структур [5] является стадия куполообразования (рис. 10). Куполовидное поднятие связывается с появлением в земной коре линзы летучих веществ и флюидизированного материала под воздействием глубинных флюидно-тепловых потоков. Такая линза обладала пониженной плотностью, что придавало структуре гравитационную неустойчивость. Формирование и подъем такого «диапира» сопровождалось сверхмощными подземными взрывами, генерировавшими высокоскоростные ударные волны. При этом возникали системы радиальных и кольцевых конических и наклонных трещин.

А.Я.Рыбальченко по результатам геокартирования построен разрез флюидизатно-эксплозивной структуры Колчимского поднятия [13]. В генерализованном виде он приведен на рис. 11. Даже визуальное сравнение рисунков 10 и 11 показывает их принципиальное сходство, т.е. пространственное распределение туффизитов достаточно хорошо совпадает с указанной выше моделью. По мнению одного из авторов настоящей статьи (В.И.Ваганова), модель эндогенной взрывной кольцевой структуры с признаками ударного метаморфизма может непротиворечиво объяснить особенности вещественного состава туффизитов и их пространственного размещения. На Колчимском поднятии наблюдается геологическая картина начальной стадии образования такой структуры, которая ранее рисовалась в основном гипотетически. Здесь процесс не дошел до фор-

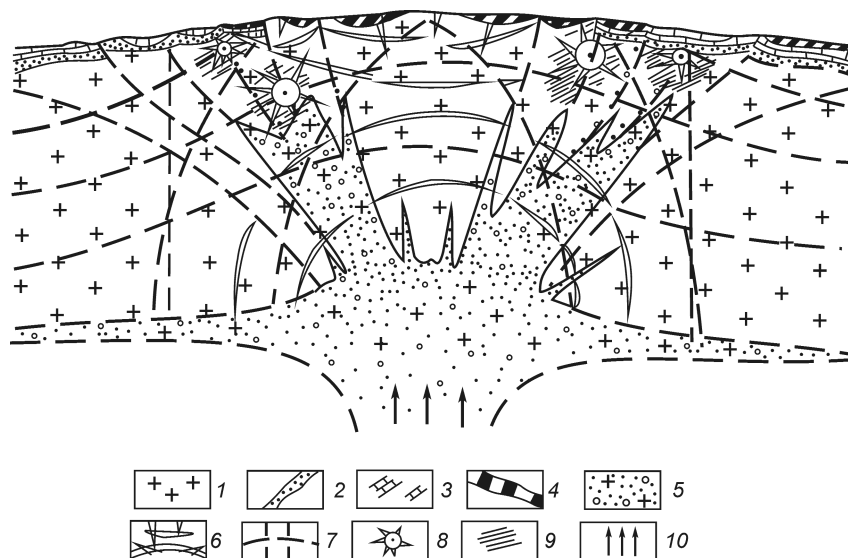


Рис. 10. Схема развития Попигайской структуры (стадия куполообразования), по [5]:

1 — кристаллические образования фундамента; породы платформенного чехла: 2 — рифейские, 3 — кембрийские, 4 — пермские; 5 — места скопления летучих компонентов, частично расплавленного и флюидизированного материала; 6 — разломы, образовавшиеся при глубинных эксплозиях; 7 — кольцевые разломы (конические, наклонные, субвертикальные), трещины растяжения, образовавшиеся при росте и последующем проседании очага летучих и флюидизированного материала; 8 — гипабиссальные и приповерхностные эксплозии; 9 — ударно-метаморфизированные породы; 10 — глубинные потоки тепла и флюидов

мирования крупных впадин, выполненных лаво- и туфоподобными образованиями, по-видимому, из-за быстрого истощения энергетического потенциала механизма флюидизации. Все это полностью относится и к Ахмеровскому участку. Подчеркнем, что алмазы, встречающиеся в породах таких структур, имеют четко выраженную специфику. Они представлены мелкими поликристаллическими агрегатами с переменной примесью лонсдейлитовой фазы. Столь резкие перепады термодинамических параметров крупным высококачественным камням противопоказаны. Поэтому, исходя из изложенной выше модели, присутствие коренных месторождений ювелирных алмазов на Ахмеровском участке маловероятно. Другие авторы статьи (Е.И.Иванов, Г.П.Кузнецов) рассматривают изученные породы как типичные туффзиты в понимании А.Я.Рыбальченко и др., т.е. в качестве вполне возможных коренных первоисточников.

Факт наличия алмазов в туффзитах (и рыхлых отложениях на прилегающих территориях) доказан.

Первые сведения о нахождении алмазов в аллювии р. Белая, нижнем и среднем течении р. Кадыш приведены в работе М.П.Бархатовой (1967 г.). В аллювии р. Кадыш было обнаружено 11 обломков алмазов с максимальной массой 17,7 мг, а в аллювии р. Белая, непосредственно ниже впадения в нее р. Кадыш, был найден обломок алмаза массой 53,6 мг. По заключению авторов, все кристаллы не окатаны и не несут следов механического износа. В 1967–1969 гг. под руководством Ю.М.Петрова поиски проводились в верховьях правых притоков р. Белая — Яндык, Кадыш, Буганак. В результате обнаружено 63 зерна алмаза и предварительно описаны их свой-

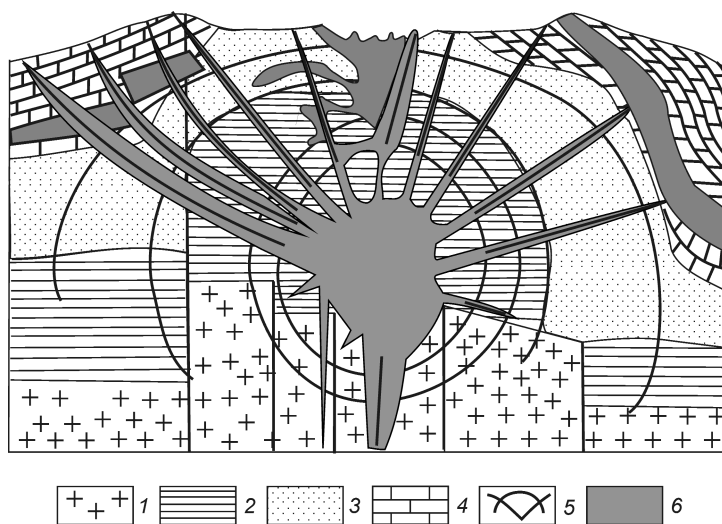


Рис. 11. Модель геологического строения Колчимской кольцевой флюидизатно-эксплозивной структуры, по [13]:

1 — породы кристаллического фундамента; 2 — терригенно-карбонатные отложения среднего рифея; 3 — терригенные отложения венда-кембрия; 4 — отложения раннего-позднего палеозоя; 5 — кольцевые и конические разломы; 6 — тела алмазоносных туффзитов, эксплозивных и эруптивных брекчий

ства. Позднее более детально эту коллекцию изучил Г.И.Шафрановский (2004 г.). В тот же период до 2004 г. впервые найдены алмазы на Ахмеровском участке.

Находки алмазов в диатреме Кадышская-2 в 2008 г. были повторены ОАО «Тульское научно-исследовательское геологическое предприятие». Описаны кристаллы размерами, соответственно, $0,4 \times 3,0 \times 1$, $0,38 \times 0,35 \times 0,25$, $0,3 \times 0,18, 0 \times 0,13$, $0,25 \times 0,23 \times 0,15$ мм. Эти алмазы детально изучены в Геммологическом центре МГУ под руководством академика РАН О.В.Кононова (рис. 12). Таким образом, повторные находки алмазов в диатреме Кадышская-2 подтверждают перспективность туффизитов Ахмеровского участка на обнаружение в его пределах определенных концентраций алмазов.

В итоге авторы считают, что вопрос о возможной практической алмазоносности туффизитов Ахмеровского участка может быть решен только путем прямого крупнообъемного опробования.

В пробах из туффизитов Ахмеровского участка постоянно фиксируются частицы золота (рис. 13). По заключению С.В.Яблоковой (ЦНИГРИ), золото поступало скорее всего из коренных источников

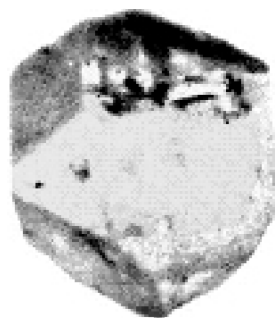


Рис. 12. Алмаз из диатремы Кадышская-2 (проба ш-19/5-6). Острореберный гладкогранный комбинационный кристалл с пылевидными включениями; ув. 32, по О.В.Кононову, 2008 г.

золото-сульфидно-кварцевого типа, о чем свидетельствуют относительно высокая проба (850‰), постоянное наличие Bi , а также структуры эндогенной перекристаллизации, характерные для этого формационного типа. Коррозионные высокочисленные изменения золота служат доказательством длительного преобразования его в гипергенных условиях и, в частности, в корях выветривания или зонах окисления, что также подтверждается отсутствием признаков окатывания золота в водной среде. Особенности строения и состава золотин указывают на близкую их связь с коренными источниками.

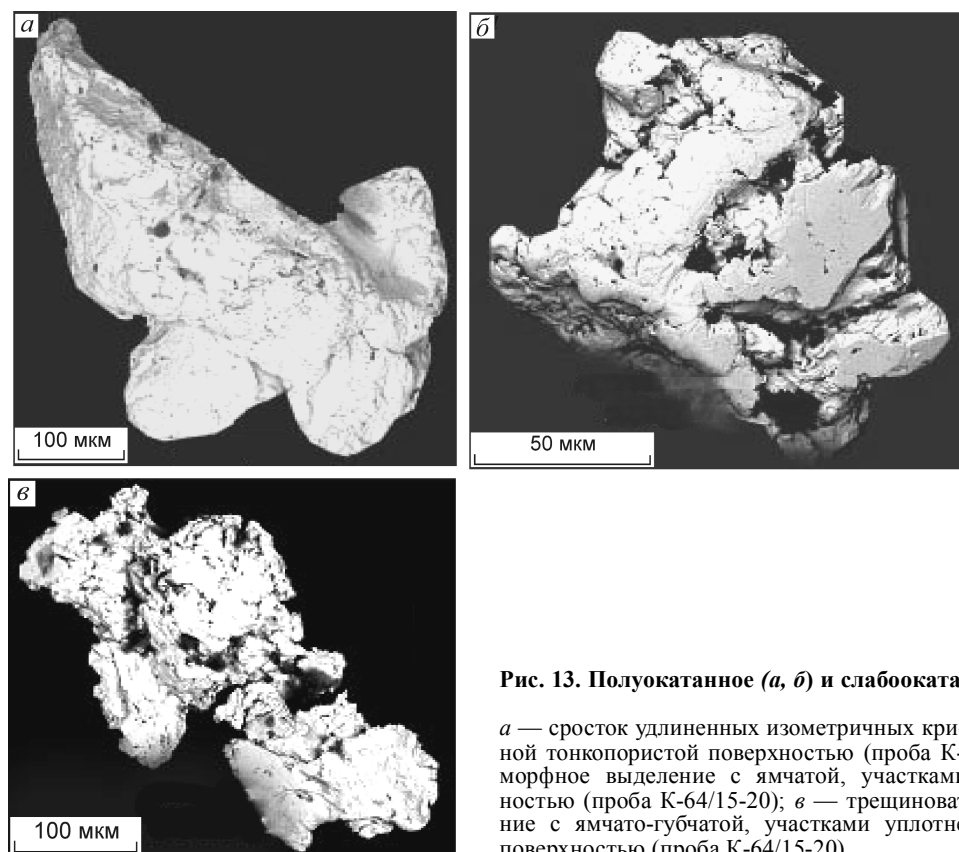


Рис. 13. Полуокатанное (а, б) и слабоокатанное (в) золото:

а — сросток удлиненных изометричных кристаллов с корродированной тонкопористой поверхностью (проба К-63/0-8); б — гемиморфное выделение с ямчатой, участками уплотненной поверхностью (проба К-64/15-20); в — трещиновато-прожилковое выделение с ямчато-губчатой, участками уплотненной корродированной поверхностью (проба К-64/15-20)

Предварительно (до получения результатов пробирного анализа) Е.И.Ивановым и Г.П.Кузнецовым металлогенический потенциал золота участка оценен в 122 т.

В любом случае очевидно, что для убедительного доказательства диатремовой природы изученных пород и реальной оценки потенциала их рудоносности необходимо в первую очередь детальное геолого-геофизическое доизучение по крайней мере одной из предполагаемых диатрем с составлением эталонной прогнозно-поисковой модели.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Анфилов В.Н., Кораблев А.Г., Кабанова Л.Я. Особенности геологического строения и генезиса красновишерских месторождений алмаза // Алмазы и алмазоносность Тимано-Уральского региона. Сыктывкар, 2001.
2. Ваганов В.И. Алмазоносные месторождения России и мира (Основы прогнозирования). – М.: ЗАО «Геоинформмарк», 2000.
3. Ваганов В.И., Дорофеев С.А., Колесникова Т.И., Щербакова Т.Е. Минералогические предпосылки алмазоносности европейской части России // Руды и металлы. 2010. № 3. С. 4–13.
4. Ваганов В.И., Голубев Ю.К., Захарченко О.Д., Голубева Ю.Ю. Современное состояние проблемы коренных первоисточников алмазных россыпей западного склона Урала // Руды и металлы. 2004. № 4. С. 5–17.
5. Взрывные кольцевые структуры щитов и платформ / В.И.Ваганов, П.Ф.Иванкин, П.Н.Кропоткин и др. – М.: Недра, 1985.
6. Илутин И.П. Новые данные о типоморфизме хромдиопсида из кимберлитов // Тр. ЦНИГРИ. 1988. Вып. 229. С. 7–9.
7. К вопросу об открытии магматических источников алмазов на Урале / И.Я.Богатых, В.И.Ваганов, Ю.К.Голубев и др. // Отечественная геология. 2000. № 1. С. 66–69.
8. Малахов И.А. Состав и типоморфизм барофильных минералов в разновозрастных терригенных толщах Красновишерского района на Северном Урале и проблема алмазоносности туфизитов // Магматические и метаморфические образования Урала и их металлогения. Екатеринбург, 2000.
9. Мацак М.С., Наумов М.В. Признаки ударного метаморфизма в породах Вишерского алмазоносного района и проблема коренных источников алмазов / Магматизм, метаморфизм и рудоносность Урала и прилегающих территорий. Сыктывкар, 2000.
10. Новая гипотеза гляциального формирования алмазных россыпей Урала / В.К.Гаранин, Г.М.Гонзага, Дж. Е.Г.Камирос и др. // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 2000. № 5. С. 51–54.
11. О новом типе коренных источников алмазов на Урале / А.Я.Рыбальченко, В.Я.Колобянин, Л.И.Лукьянова и др. // Докл. РАН. 1997. Т. 353. № 1. С. 90–93.
12. Природа «туфизитов» Среднего Тимана в связи с проблемой коренных источников алмазов / В.И.Ваганов, Ю.К.Голубев, Т.Е.Щербакова и др. – М.: ЦНИГРИ, 2001.
13. Рыбальченко А.Я. Модель алмазоносных флюидизационно-эксплозивных структур Уральского типа // Прогнозирование и поиски коренных алмазных месторождений. Симферополь, 1999.
14. Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. – Новосибирск: Наука, 1974.
15. Степанов Н.С., Сычкин Г.Н. Геоморфология и палеогеографические условия образования и развития россыпей алмазов, потерявших связь с первоисточниками (на примере Урала) // Изв. РГО. 1996. Т. 128. С. 56–62.
16. Сычкин Г.Н. Перспективы коренной алмазоносности Пермской области // Алмазы и алмазоносность Тимано-Уральского региона. Сыктывкар, 2001.
17. Харьков А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И. Геолого-генетические основы шлихо-минералогического метода поисков алмазных месторождений. – М.: Недра, 1995.
18. Fipke C.E. Significance of chromite, ilmenite, G5 Mg-almandine garnet, zircon and tourmaline in heavy mineral detection of diamond bearing lamproite // Diamonds: characterization, genesis and exploration: Fifth int. Kimberlite Conf. Brasilia, CPRM, 1994. Vol. 2. P. 97–100.
19. Schulze D.J. The significance of eclogite and Cr-poor megacryst garnets in diamond exploration // Exploration & Mining Geology. 1997. Vol. 6. P. 349–366.

НОВОСТИ, ИНФОРМАЦИЯ

МАТЕРИАЛЫ XXXIV МЕЖДУНАРОДНОГО ГЕОЛОГИЧЕСКОГО КОНГРЕССА

MATERIALS OF 34TH IGC

Сессия Международного геологического конгресса состоялась 5–10 августа 2012 г. в г. Брисбен, Австралия. В работе Конгресса участвовали более 5500 делегатов из 113 стран. Наиболее представительные делегации прибыли из Китая, России, Бразилии. Главная тема мероприятия — «Изучение нашего прошлого и будущего — ресурсообеспечение завтрашнего дня».

Редколлегия журнала «Руды и металлы» приняла решение опубликовать материалы темы 7 «Минерально-сырьевые ресурсы и добыча» по пяти разделам: 1) моделирование, оценка прогнозных ресурсов и освоение минерально-сырьевой базы твердых полезных ископаемых по регионам и странам, 2) металлы экономики XXI в. — редкоземельные и редкие металлы, 3) железокислотно-золото-медные месторождения, 4) гигантские и супергигантские месторождения, 5) обзор научно-исследовательских достижений в области методики, методов и технических средств поисков и оценки важнейших видов рудных месторождений. В данном номере журнала публикуются доклады по разделам 1 и 2.

Большая часть докладов по разделу 1 посвящена проблеме поиска ключевых инструментов для оценки прогнозных ресурсов, в том числе созданию базы данных (БД) по месторождениям, некоторые — характеристике минерально-сырьевой базы отдельных территорий. Продемонстрированы различные подходы к стратегическому моделированию долгосрочных перспектив развития минерально-сырьевых баз твердых полезных ископаемых отдельных стран и регионов, а также к созданию 3D моделей месторождений для их освоения.

A.Karrech *et al.* (Австралия) предложили новый прогнозно-цифровой метод выбора перспективных (ресурсных) объектов. Авторами высказана идея о том, что объединенный гидротермальный поток в пористых средах в сочетании с реактивным переносом позволяет по-новому расшифровывать процессы минерализации. С учетом этого разработан новый способ прогнозирования, включающий: современный обзор вычислительной multi-physics; рассмотрение связи между пористой средой (poro-mechanics), гидротермальным потоком и реактивным переносом; акцентирование внимания на роли неравновесной термодинамики для минерализации в таких системах.

K.Smith (Австралия) разработал метод быстрого уточнения ресурсной модели. Он поможет сэкономить время и продолжить развитие проекта, не дожидаясь завершенной модели. С его помощью можно получить точную документацию для повторяющегося результата, использовать способ легких регулировок, когда модель рассматривается как промежуточная, применять наилучшую практику при аудите и значительно сократить время, требуемое для будущих обновлений. Этот метод должен использовать псевдокод для планирования и автоматизации. Реализуется он путем применения пакетных файлов с последовательностью команд (batch файлов), скриптов или макросов, чтобы решать все задачи при любом программном обеспечении. Геологическая документация, оцифровка и фрейминг данных интерпретации вместе с визуальной и численной проверкой блоковой модели, а также комплексным кодированием выполняются вручную. Эти процедуры должны применяться для каждого обновления ресурсной модели. По их завершении система готова к использованию, что и служит снижению затрат времени.

M.Nimmo *et al.* (Австралия) посвятили доклад вопросу о переходе на трехмерную геологическую интерпретацию как основу достоверной оценки минеральных ресурсов и массивов данных по объемам и пространственной ориентации. Показано, что двухмерная модель предполагает независимую интерпретацию каждого двухмерного разреза и последующее встраивание в трехмерные модели. При таком подходе ввиду несвязанности разрезов может произойти их смещение. Например, «эффект доски для резки», когда хребты и долины вводятся искусственно, или «эффект саблезубого», когда экстраполяция ограничена данными по разрезу. Не исключены излишне сложная геометрия, нарушение непрерывности прослеживания пород и структур от разреза к разрезу и трудности в определении маломощных или крутопадающих тел.

Объемное смещение возникает за счет дополнительных искусственных точек интерпретации, которые могут исказить реальные данные. Для устранения смещения разрезов следует перейти к трехмерному моделированию. Существующие программы позволяют выполнять такое моделирование вручную с использованием точечных данных вместо интерпретированных линий. Дополнительные точки могут быть вставлены в точечное множество, что поможет в процессе фрейминга (wireframing). В созданной таким образом модели используются преимущественно известные данные и тем самым сводятся к минимуму варианты интерпретации. Построение точечного множества и фрейминг могут быть автоматизированы, что повысит эффективность и повторяемость моделирования, поэтому во многих случаях двумерную интерпретацию разрезов следует заменять трехмерной.

П.Дончак, В.Лисицын, T.Denaro и др. (Австралия) описали способ количественной оценки ресурсного потенциала на основе ГИС-технологий на территории Северного Квинсленда, где размещены месторождения руд различного генезиса, включая новые стратегические виды минерального сырья (РЗЭ, Be, Bi, Ga, Ge, Nb, Ta). Общий подход базируется на интегральном применении количественных методов оценки минеральных ресурсов на основе ГИС, геофизического локального 3D моделирования и цифрового моделирования процессов. В изученном регионе обработаны данные по нескольким различным магматическим и гидротермальным рудно-магматическим системам от протерозоя до перми. В пространстве они часто перекрывают друг друга, иногда формируя сложные полигенетические месторождения. Исследование позволило определить индивидуальные минеральные системы, а также идентифицировать ключевые компоненты и критерии их пространственного распознавания для прогнозного анализа и моделирования. Участки металлогенических провинций, находящиеся под покровом постминерализационных образований, отнесены к наиболее перспективным на выявление крупных месторождений. При этом локальное геофизическое 3D моделирование, объединенное с анализом минеральных систем, служит ключевым инструментом для оценки ресурсного потенциала перекрытых площадей и объектов ГРП ранга рудных полей.

D.Sims и G.Phillips (Австралия) на примере медно-золотого месторождения Mt Dore с общими ресурсами 144 млн. т руды при среднем содержании 0,6% Cu и 0,1 г/т Au (штат Квинсленд) рассмотрели достоверность моделирования глубины окисления, имеющего решающее значение для ресурсной оценки многих рудных месторождений, планирования горных работ и прогноза эффективности металлургической переработки. Обычно границы окисления, например глубины частичного окисления и полного окисления, интерпретируются вручную с помощью произвольных индикаторов окисления и ограничиваются рамками каркаса (wireframes) в программах геологического моделирования. На многих месторождениях этого достаточно, в более сложных условиях выветривания и минерализации риск такого моделирования для проекта может быть значительным. Рассматриваемое месторождение залегает в протерозойских метасадках формации Kuridala. Профиль окисления здесь сложный. На интенсивность окисления ряда медьсодержащих минералов, залегающих до глубины >500 м, повлияли геометрия линз и структурная неоднородность. Компьютерная программа Leapfrog позволяет быстро моделировать цифровые данные по материалам опробования или количественного и качественного каротажа с построением трехмерных поверхностей, которые отображают (картируют) границы с оптимальными приращениями. Виды и распространенность медного окисления на месторождении определяются визуально. Кроме того, при анализе в образцах оцениваются общие содержания растворимой в кислоте и цианиде меди как показатель минералогии этого металла. Компьютерное моделирование данных опробования в совокупности с информацией визуальных наблюдений позволило сравнить ряд потенциальных поверхностей окисления с уже имеющейся «ручной» интерпретацией. Моделирование дало новое представление о потенциальных разновидностях профилей окисления на месторождении.

S.A.Vollgger et al. (Австралия) заострили внимание на точном определении пространственного расположения и ориентации геологических структур и рудных тел в пределах месторождения — основе для ГРП, оценки ресурсов и горных работ. Оно также позволяет проверять различные гипотезы о рудообразующих процессах и структурном контроле рудных месторождений. С помощью традиционных пакетов программ для добычной деятельности конструируются 3D модели путем связывания в ручном режиме и оцифрования также вручную 2D разрезов. В сложных структурных обстановках (складчатость, многочисленные деформации) такие «модели в условиях неопределенности» трудны для создания и пересмотра. Кроме того, они оторваны от структурного поля и подземных замеров, которые проводятся раздельно. Альтернативный метод, названный авторами «моделирование в условиях неопределенности», дает возможность создавать внутренне согласующиеся 3D модели непосредственно по данным буровых пере-

сечений, числовым и структурным материалам с использованием математических функций. Авторы применили такое моделирование на нескольких структурно сложных месторождениях, используя программный пакет Leapfrog. Результаты показали, что структурный контроль, который не распознавался, в ходе моделирования в условиях неопределенности становится явным. Показано также, что геометрия рудных тел, установленная с помощью моделей в условиях неопределенности, может быть четко увязана с локальным и региональным распределением структур. Это помогает опытному геологу идентифицировать и оценивать структурный контроль месторождений по их геометрии.

J.M.Hammarstron et al. (Геологическая служба США) изложили принципы моделирования обобщенной вероятностной оценки минеральных ресурсов неоткрытых месторождений меди, поташа и МПГ. Работа включала оконтуривание допустимых площадей (участков) неоткрытых месторождений в м-бе 1:1 000 000; составление базы данных по известным месторождениям и крупным перспективным участкам; оценку ресурсов (где позволяют данные), определение числа неоткрытых месторождений в пределах допустимых площадей и количества в них полезного ископаемого. Модели месторождений представляют собой интеллектуальные построения, лежащие в основе используемой USGS методики оценки неоткрытых минеральных ресурсов. Они характеризуют геологическое положение, особенности месторождений, качество и объем руды. В данном контексте оценка базируется на уточненных моделях порфировых и распространенных в осадочных вмещающих породах месторождений меди, стратифицированных и «галокинетических» поташ-содержащих соляных отложений и месторождений МПГ рифового, контактового и вулканического типов. В отдельных случаях разработаны региональные модели качество+объем руды для минимизации субъективности при оценке ресурсов неоткрытых объектов. На основании геологических характеристик, описанных в моделях месторождений, во всем мире выделено около 300 участков площадью от 41 000 до >500 000 км². Вероятностная оценка проведена для 60% участков. Ее результаты включают, например, среднюю оценку ресурсов меди (750, 140 и 49 млн. т) соответственно на неоткрытых месторождениях в Андах, Мексике и на западе Канады. В отчетах, доступных на сайте (<http://minerals.usgs.gov/global>), приведены обзор и краткие сведения по оцениваемому региону; ГИС участков, месторождений, крупных перспективных участков, результаты оценки, а также приложения, документально подтверждающие принципы оконтуривания и оценки участков.

В.Килипко (Россия) показал, что научной основой моделирования геологической информации являются минерагенический анализ и зональность с выделением таксономических разноранговых единиц: мегапровинций и поясов, провинций и регионов, субпровинций и мегазон, зон и залежей, рудных районов и узлов. Оптимальный формат для характеристики отдельных геологических и минерагенических участков — геоинформационные модели, представляющие пространственно-информационные логические структуры с базами геологических, картировочных данных и связанных с ними таблиц. Структура модели ГИС основывается на сборе, хранении и обработке многоуровневых геологических данных, массив которых включает интегрированную цифровую информацию о геологическом картировании минерагенических объектов во всех возможных масштабах. База данных формируется, разрабатывается и управляется с использованием объектно-ориентированного метода. Результаты исследований, проведенных на Урале (Россия), показывают высокую эффективность геоинформационных моделей при оценке вероятных ресурсов минерагенических объектов с оконтуриванием площадей для геологических съемок среднего масштаба и прогнозно-поисковых работ.

D.A.Singer (Австралия) рассмотрел возможность оценки числа неоткрытых месторождений путем моделирования их плотности. Модели, построенные для различных типов хорошо разведанных месторождений, в большинстве случаев обобщают эти типы и дают объективные и обоснованные оценки. Для разведанных месторождений модели были построены с использованием последовательно применяемых правил, например с учетом расстояний в пределах месторождений, качества и объема руды на допустимых участках. Так, имеются модели плотности для медно-порфировых, вулканогенно-осадочных колчеданных и линзообразных хромитовых типов. На железосодержащем перспективном участке осадочно-вулканогенного типа эксперты оценили 4, 5 и 10 неоткрытых месторождений соответственно на 90, 50 и 10%-ном уровнях по сравнению с оценками по плотности 2, 3, 14 и более месторождений. При оценке покровных орогенных золотоносных отложений — 15, 25 и 32 неоткрытых месторождений соответственно на 90, 50 и 10%-ном уровнях по сравнению с оценками по плотности 6, 18, 51 и более. На участке медно-порфировых месторождений — 9, 13 и 50 и более неоткрытых по сравнению с оценками по модели плотности 8, 16 и 34 и более соответственно на 90, 50 и 10%-ном уровнях. В случаях, когда участки, как предполагается, лишь частично допустимы по геологическим условиям, неотличимым от недопустимых, для оценки плотности могут использо-

ваться оценки отдельных площадей. Если карты не допускают оконтуривания, оценку не следует делать никаким методом.

E.J.Hill, N.H.S.Oliver, J.Cleverley, M.Nugus (Австралия) предложили новый метод прогнозирования содержаний Au в породах межскважинного пространства. Обычно для этой цели геологи используют методы интерполяции — кригинг, функцию радиального расстояния и др. На руднике Sunrise Dam в Западной Австралии золотая минерализация характеризуется наличием большого количества самородков. Поэтому при интерполяции результатов анализов появляются прерывистые участки с высокими содержаниями Au, которые не увязываются между буровыми скважинами. Авторы протестировали методику применения условной вероятности для объединения нескольких наборов геологических данных, включая категоризацию по разрезам буровых скважин, для прогнозирования наиболее благоприятных для минерализации пород. Там, где золотая минерализация отличается присутствием самородков, метод допускает существование признаков, характеризующих породы с высоким содержанием Au, по которым можно определить пространственно непрерывные домены. Если благоприятные типы пород пространственно более протяженны, чем блоки с повышенными содержаниями Au, тогда ожидается, что интерполяция между буровыми скважинами будет гораздо более надежной. Этот метод приводит к уменьшению количества различных вариантов геологических данных для единичного численного значения — условной вероятности. Геолог может интерпретировать это значение через пространственный результат в 3D модели, которая показывает вероятность минерализации. Авторы проиллюстрировали результаты путем создания изоповерхностей в прикладной программе для горняков Leapfrog. Применение предлагаемого метода позволило идентифицировать ранее не выявленные структуры, благоприятные для минерализации.

Доклады по разделу I, посвященные экономике ГРП, касались стратегии использования сырьевых материалов, инновационных концепций, организации и структуры ГРП в разных странах, технологии переработки полезных ископаемых.

V.Steinbach (Германия) проанализировал потенциал ресурсов первичных и вторичных высокотехнологичных металлов. В результате быстрого экономического роста на развивающихся рынках и разработки новых технологий спрос на сырьевые материалы значительно увеличился. Их поставка фактически является «ахиллесовой пятой» промышленности Германии, в особенности для ключевых и продвинутых технологий. Что касается новых технологий, особенно относящихся к развитию возобновляемых видов энергии и электромобильному сегменту, то нужно ожидать повышение спроса на металлические сырьевые материалы, прежде всего на так называемые высокотехнологичные металлы (P3Э, Li, Ta, In, Ge и т.д.). Для перерабатывающей промышленности Германии их дефицит на товарных рынках может привести к ограничению производства и повлиять на инновации. В связи с этим правительство Германии в 2010 г. разработало Стратегию сырьевых материалов, основанную на интенсивном диалоге, затрагивающем интересы промышленности и политики. Создано Германское агентство минеральных ресурсов в Федеральном институте по геологическим наукам.

G.Gaal, D.Cassard et al. (Финляндия, Франция, Германия, Швеция) сообщили о европейском проекте «Инновационные концепции и предложения стратегического минерального сырья и новых сырьевых продуктов высокой добавленной стоимости — ProMine». Проект, рассчитанный на четыре года, начал осуществляться в 2009 г. В нем участвуют 27 партнеров из 11 стран. Первый главный результат проекта — создание совместно подготовленной базы данных по месторождениям ProMine, включающей тщательно проверенную информацию о первичных минеральных ресурсах Европы (12 979 записей по 34 странам). База данных будет способствовать разработке и наполнению однородной многослойной информационной системы, охватывающей всю территорию Европы и доступной пользователям на специальном вебсайте (<http://ptrarc.gtk.fi/ProMine/default.aspx>). База данных предусматривает практическое применение слоев «добавленной стоимости», включающих: карты сырьевого потенциала ЕС и карты прогнозируемости (или благоприятности) отдельных полезных ископаемых, на которых приведены ранее определенные «минеральные ассоциации» (т.е. металлогенические типы). С учетом размера территории, значительного количества металлогенических типов и сложности геологической структуры такая масштабная задача ранее никогда не выполнялась. В целом это будет работа Французской геологической службы в соответствии с процедурой обработки данных, установленной совместно партнерами по ProMine, использованием надежных методов, основанных на профессиональных подходах. Помимо масштабного подхода (по континентам), создаются региональные трехмерные модели отдельных представляющих особый интерес рудных районов для более детальной оценки их геометрии, динамики и сырьевого потенциала.

L.Martins (Португалия) показал, что Португалия обладает значительным сырьевым потенциалом. В стране выявлены многочисленные месторождения — рудные и поделочного камня. В настоящее время ведется широкомасштабная разработка месторождений мирового класса, таких как медно-цинковое Neves Corvo, вольфрамовое Panasqueira, а также месторождений соли, полевого шпата, каолина, глины, поделочных камней и некоторых других видов минерального сырья. Португалия — один из главных европейских производителей медных, оловянных и вольфрамовых концентратов и крупный мировой производитель поделочных камней. Объемы ГРП также высоки, и ряд международных компаний осуществляют разведку цветных и благородных металлов. Территория Португалии охватывает половину Иберийского пиритового пояса, который считается главной металлогенической провинцией ЕС с полиметаллическими массивными сульфидными рудами. Граниты и сопутствующие им метаморфиты в северной и центральной частях страны содержат вольфрамовую и оловянную минерализацию. Потенциал благородных металлов, распространенных в различных геологических обстановках по всей стране, хорошо известен с древних времен. Общая организация и структура работ, а также признанный сырьевой потенциал благоприятствуют активным разработкам. Стабильность различных учреждений, предоставление прав на сырьевые объекты недр, развитая инфраструктура, инвестиционная привлекательность, квалифицированная по европейским стандартам рабочая сила, малое налоговое бремя стимулируют интересы к сырьевой базе Португалии.

Г.Рудько (Украина) осветил геолого-экономическую оценку месторождений минерального сырья в Украине. Долгосрочное экономическое развитие страны неразрывно связано с использованием и воспроизводством национальной сырьевой базы и развитием сырьевого комплекса. В нее входят объекты с разведанными и оцененными запасами минерального сырья и соответствующими компонентами, ценными для различных секторов промышленности. В настоящее время добывающий сектор составляет более 40% промышленного потенциала Украины, в котором задействовано до 20% ее рабочей силы. Для геолого-экономической оценки месторождений минерального сырья систематически анализируются геологические и технико-экономические результаты работ, запасы и ресурсы, устанавливается их промышленная ценность, определяется экономическая эффективность горнорудного производства. Главная цель — распознавание инвестиционно привлекательных геологических объектов для их дальнейшего развития.

М.Исоков (Узбекистан) охарактеризовал углеродсодержащие минеральные образования — битуминозные породы и горючие сланцы. Они широко распространены на территории Узбекистана и в последние годы интенсивно изучаются в связи с диверсификацией сырьевой отрасли. Высокое содержание металлов в нефтеносных сланцах, прогнозные ресурсы которых оцениваются в 47 млрд. т и более, позволяет считать их источником не только углеводородов, но и таких элементов, как Re, Mo, V, Cd, Se, In, Co, Cu, Zn, W, Sc, TR. Исследования процесса переработки горючих сланцев бактериальными и бактериально-химическими методами показали, что введение биологических компонентов в классическую схему переработки способствует увеличению добычи сырой нефти на 40–60%. Разработанная технология позволяет получать полукокующуюся металлоносную золу, которая после извлечения металлов может использоваться для производства строительных материалов. Сланцы пригодны также для производства гуминовых удобрений. Все это указывает на возможность существенного вклада горючих сланцев в экономическую оценку промышленного потенциала Узбекистана.

D.Denham (Австралия) рассмотрел проблему предельного (пикового) уровня добычи многих видов полезных ископаемых. Автор полагает, что предельная добыча нефти, наблюдаемая в течение многих лет в нескольких странах, прошла пиковый уровень, а глобальная годовая добыча либо близка к нему, либо прошла этот пик. Золото также близко к пиковому уровню добычи или прошло его, фосфатное сырье прошло пик в прошлом столетии. Предельная добыча угля сохранится в течение ~20 лет, а газ вряд ли достигнет ее до середины столетия. В долгосрочной перспективе большинство видов товарной продукции будут демонстрировать предельную добычу сырья. Это должно оказать инфляционное давление на глобальную экономику и, соответственно, на программы ГРП по тем видам товарной продукции, которые обеспечивают возврат инвестиций.

По разделу 2 рассматривались металлы экономики XXI века — месторождения редкоземельных металлов и новые типы месторождений редких металлов.

J.Simandl (Британская Колумбия, Канада) остановился на проблеме дефицита минерального сырья с редкоземельными элементами. В настоящее время ведущий производитель РЗЭ — Китай. На его территории расположены Fe-Nb-РЗЭ месторождение Бауан Обо и др., связанные с карбонатитами, в которых сосредоточены главным образом легкие РЗЭ. Источниками большей части тяжелых РЗЭ являются отложения адсорбционной глины. Редкоземельные элементы, связанные с карбонатитами, сконцентрированы на

месторождениях в перщелочных и перглиноземистых комплексах, пегматитах, метасоматических жилах, «ионоадсорбционных глинах» (реголитах, перекрывающих гранитные породы) и океанических отложениях. При благоприятной рыночной конъюнктуре РЗЭ можно получать как попутный продукт производства фосфатных удобрений, переработки урана на некоторых редкоземельно-флюоритовых месторождениях, Ti-Zr россыпях и месторождениях типа Olympic Dam. Объект РЗЭ для инноваций должен располагаться вблизи поверхности, иметь приемлемые экономические характеристики (содержания полезных компонентов/запасы) и быть пригодным для металлургической переработки руды. Кроме того, он должен находиться в политически стабильной стране, на территории с развитой инфраструктурой и наличием рабочей силы. Вновь началась разработка карбонатитов месторождения Mountain Pass (США). Открытие и освоение одного гигантского богатого месторождения типа Bayan Obo с легкими РЗЭ или освоение нескольких типичных распространенных в карбонатитах месторождений за пределами Китая поможет решить любую проблему ожидаемого дефицита легких РЗЭ. Разработка связанных с перщелочной интрузией месторождений тяжелых РЗЭ ($\pm$ Zr-Nb-Ta-Be), например Nechalacho (Австралия) или Kiraawa (Канада), или «ионоадсорбционных глин» за пределами Китая, по-видимому, будет сдерживать колебания цен на тяжелые РЗЭ.

X. Yang *et al.* (Китай) привели результаты геохимических исследований различных доломитов месторождения Bayan Obo. Установлено, что в слабоминерализованных РЗЭ доломитах содержания Ti, Mn и Fe более низкие по сравнению с высокоминерализованными. С-О изотопы богатых РЗЭ карбонатитов имеют подобные мантийным изотопные числа $\Delta^{13}\text{C}$, но высокие — $\Delta^{18}\text{O}$ (13,89–16,41‰) для кальцитов. С-О изотопы минерализованных доломитов значительно варьируют ($\Delta^{13}\text{C}$ = -7,98–1,12‰, $\Delta^{18}\text{O}$ = 8,60–25,69‰), что заметно отличает их от мантийных карбонатитов. Изотопный состав серы минерализованных доломитов демонстрирует два пика, которые отличаются от стандартной модели: один со средним $\Delta^{34}\text{S}$ -1,35‰, что указывает на глубинный мантийный источник, другой со средним $\Delta^{34}\text{S}$ +8,12‰, что выше мантийного числа. Изотопы серы баритов имеют типичное осадочное число. Авторы предположили, что минерализованные доломиты Bayan Obo представлены осадочными карбонатами, подвергшимися гидротермальному метасоматозу с участием карбонатитовой магмы и (или) связанных с ней флюидов. Такой широкомасштабный процесс привел к образованию уникального Fe-Nb-РЗЭ месторождения.

J. Yang *et al.* (Финляндия) рассмотрели мировые месторождения редкоземельных элементов в перщелочных магматических породах, окисленной железной руде, карбонатитах, пегматитах, россыпях, стратиформных фосфатных остаточных отложениях, латеритах и корях выветривания. Изучены их распределение, минералогические особенности, взаимозамещение, практика ГРП и производства. Описаны методы обогащения на основных действующих фабриках — предприятиях Mountain Pass (США), Bayan Obo, Sichuan Mianning, выщелачивание коры выветривания (Китай). Проанализированы последние исследования и разработки технологий обогащения и извлечения РЗЭ, в том числе гравитационное обогащение, магнитная сепарация, флотация, гидрометаллургическое выщелачивание из первичных и вторичных руд.

Н. Архипова и др. (Россия) рассказали о сырьевой базе редких металлов в России, новых типах месторождений и критериях их отработки. По ресурсам РЗЭ страна занимает следующее за Китаем место. На ее территории хорошо известны различные типы месторождений РЗЭ: обогащенные редкоземельными металлами (РЗМ) цериевой (легкие РЗЭ) группы (лопарит-уртитовые, бастнезит-карбонатитовые, пироксено-монацитовая кора выветривания карбонатитов, иолит-уртитовые с TR-апатитами); обогащенные РЗМ иттриевой (тяжелые РЗЭ) группы (колумбит-пироксеновые щелочные граниты, редкоземельная кора выветривания алюмосиликатных пород, эвдиалит-луавритовые, ксенотимовые аллювиальные россыпи и др.). Проведенные авторами металлогенические исследования на пяти месторождениях РЗЭ показали, что наиболее богатая РЗМ кора выветривания карбонатитов образуется в условиях восстановительного эпигенеза с перекрытием латеритной коры углеродистыми отложениями. Для образования богатых месторождений бастнезит-карбонатитов, колумбит-пироксеновых щелочных гранитов и других типов важнейшее значение имеет их локализация на окраинах кратонов или микроконтинентов с присутствием древней сиалической коры в их фундаменте. В 2007 г. в Приморском крае (Вознесенский рудный район) открыто перспективное рудопроявление нового типа, где гидротермальная минерализация обогащена тяжелыми РЗМ иттриевой группы, связанными с неоген-четвертичным вулканизмом.

Е. Калиш и Е. Левченко (Россия) показали, что в настоящее время в различных отраслях промышленности интенсивно растет потребление редких металлов. Повышаются цены, особенно на конечные продукты металлургического передела. Российская минерально-сырьевая база — перспективный источник редких металлов, но месторождения РЗМ на ее территории отличаются более низким содержанием полезных ком-

понентов по сравнению с аналогичными объектами в других странах, сложным составом сырья и технологией его переработки. Более глубокая переработка руды позволяет получать продукты металлургического передела, металлы и соединения, стоимость которых в 10 раз выше цен на минеральные концентраты. В среднем эксплуатационные расходы и капитальные затраты увеличиваются вдвое на стадии химического и металлургического переделов. Глубокая переработка руды позволяет повысить экономическую эффективность освоения месторождений редких металлов. Разработаны технологии переработки руд редких металлов, стронция, сподумена и ниобия, а также редкометалльных титановых россыпей для получения продукции, пользующейся высоким спросом — отдельных оксидов, солей, металлов и ферросплавов. Технично-экономическая оценка показала, что технологическая цепочка подготовки рудников «рудник→обогащительная фабрика→металлургическое производство» становится экономически эффективной.

А.Дмитриевский и Н.Скибицкая (Россия) доложили о высоких содержаниях благородных, цветных, редких и редкоземельных металлов в месторождениях нефти России. На Оренбургском нефтегазоконденсатном месторождении из карбонатных залежей получена сырая нефть нетрадиционной разновидности с ресурсами, превышающими 2,5 млрд. т. Сырая нефть состоит из углеводородных и неуглеводородных соединений с включением весьма значительного количества сингенетических высокомолекулярных компонентов (асфальтенов, смол, парафинов, жиров). Последние содержат, г/т: 600 Cu, 1000 Zn, 2000 Sr, 3 Ag, 1500 Ni, 1000 V, до 200 Ga, 60 Y, 1 Yb, 200 B и др. Учитывая особенности Оренбургского нефтегазоконденсатного месторождения, а также возможность открытия других подобных газоконденсатных и нефтегазоконденсатных месторождений, можно говорить о превосходных перспективах дальнейшего развития мирового рынка редких и редкоземельных металлов.

Ch.M.Sennitt и W.J.Kim (Австралия, Южная Корея) рассказали об открытии в Южной Корее двух крупных месторождений редкоземельных элементов — Hongchon и Eogae San, представленных разными типами минерализации. Hongchon — фоскоритное железо-карбонатитное РЗЭ-Fe месторождение поздней стадии образования, сложенное позднепротерозойским карбонатитовым силлом. В составе руд присутствуют анкерит-железистые доломиты, сидерит, магнезит, родохрозит, кальцит вместе с магнетитом, гематитом, марситом. Вмещающие гнейсы в результате натриевого метасоматоза, сопровождающего карбонатитовую интрузию, изменены до фенитов (альбитов). Промышленные минералы — стронцианит, монацит, колумбит, фергусонит, магнетит и апатит. Редкоземельные элементы включают высокоценный тяжелый Eu и легкие Ce, La, Nd, Pr, Sm. РЗЭ-Zr месторождение Eogae San приурочено к крупной раннекаменноугольной сиенитовой дайке с первичной трахитовой полосчатой структурой. Дайка образована сегрегационными прослоями микроклина, кварца, магнетита, спекулярита и алланита. Вкрапленная минерализация проявляется в виде ритмичной трахитовой полосчатости. Тяжелые редкоземельные элементы содержат Yb, Dy, Tm, Lu, Tb, Er, Eu, Ho, легкие — Nd, Ce, Y, La, Pr, Gd, Sm; рассеянные элементы — Nb, Hf, Zr, Ta. Eogae San локализовано вблизи глубинного рифтово-сбросового контакта докембрийского массива Gyunggi и пояса Ogchon. Эта структура, по всей вероятности, в раннекаменноугольном периоде захватила мантию, в результате чего при частичном плавлении и фракционировании богатых фтором мантийных щелочных гранитов типа А образовались сиениты.

H.Y.Lee et al. (Южная Корея) рассмотрели генезис Fe-РЗЭ месторождения Hongchon. Концентрация магнетита, монацита, стронцианита, апатита, колумбита и фергусонита в карбонатных интрузиях, выявленных в биотитовых гнейсах Gyunggi (Южная Корея), формирует рудное тело с содержаниями, %: Fe 21,1, РЗЭ 2,4, SrCO₃ 1,8, Nb₂O₅ 0,12, P 2,9. В стронцианитах Ca_{0,02-0,16}Sr_{0,84-0,98}CO₃ стронций может частично замещаться кальцием. Красноватая часть колумбитов без тантала сложена манганоколумбитом (Mn_{0,57}Fe_{0,24}Mg_{0,19})Nb₂O₆, а непрозрачная — ферроколумбитом (Fe_{0,82}Mn_{0,15}Mg_{0,03})Nb₂O₆. В фергусонитах (РЗЭ_{0,90}Ca_{0,06}Th_{0,05})NbO₄ в незначительном количестве содержится Р и отсутствует Та. Монациты обогащены легкими редкоземельными элементами, мас. %: Ce 34–36, La 20–22, Pr 6, Nd 6–7. Содержание Ti в магнетитах незначительное. Химизм цельной породы указывает на относительно высокие содержания Fe₂O₃, P₂O₅, SrCO₃ и низкие — CaO, BaO по сравнению с типичными феррокарбонатитами. Содержание всех РЗЭ варьирует в пределах 40,22–50,731 кг/т, среднее — 20,080 кг/т. РЗЭ-индикатор фракционирования (La/Lu)_{сн} 3,325–43,000, аномальный индикатор Eu/Sm 0,17–0,23. Содержания микроэлементов (Nb, Ni, Co, Cr и V) в образцах близки к таковым в феррокарбонатитах. Данные по С-О изотопам доломитов и стронцианитов показывают δ¹³C=–3,89––9,31‰, δ¹⁸O=–18,05––22,90‰, что свидетельствует о магматическом происхождении месторождения Hongchon, образованного расплавами карбонатитов поздней стадии (фоскоритами) с последующей вторичной гидротермальной минерализацией.

K.Kamura et al. (Япония) оценили ресурсы редкоземельных элементов в отходах производства. В Японии различные виды необработанных отходов электронной промышленности были захоронены до распространения рециклинга, и редкие металлы нечасто обнаруживаются в захороненных продуктах выщелачивания. Содержания других ценных металлов в них намного выше, чем в естественных условиях. Установлено высокое содержание металлов в промышленных отходах, а также в образцах керна золы мусоросжигательных заводов. Высокая концентрация металлов тяготеет к зонам, содержащим гипс. Обогащение керна такими металлами, как Pb, Zn, Cu, Ni, Mn, Ti связано с высокими концентрациями SO_2 и Cl⁻. Здесь же отмечались высокие концентрации Ba, Ce, La, Sn, Sr. Химический состав обогащенных редкими металлами зон отличается от состава других зон. Для исследования временных и пространственных изменений вещественного состава отходов проводятся эксперименты, при которых несколько контейнеров с золой мусоросжигательных заводов помещаются в анаэробные условия в термостате при температуре 50°C для имитации условий захоронения.

O.Kömürcü, A.Aykol, E.Sides (Турция) обратили внимание аудитории на РЗЭ-содержащие пирокластические пески. По результатам ГРП, проведенных компанией AMR Mineral Metal Inc., выявлены многокомпонентные минеральные ресурсы месторождения Çanaklı (район Isparta, юг Турции). Тяжелая фракция шлихов из выветрелых пирокластических туфов — продуктов калиевого вулканизма — обогащена магнетитом, редкоземельными и другими элементами, возможно, промышленного значения. Минерализованный материал по сравнению с таковым других эксплуатируемых или изучающихся в настоящее время месторождений минеральных песков более тонкозернистый. Его происхождение связывается с образованием в крупных депрессиях серии отдельных покровов пепловых туфов с периодическим выветриванием и развитием почв. Возраст пирокластических отложений предположительно плейстоценовый. Они подстилаются и окружены мезозойскими карбонатами с обломочными осадочными породами. Предполагаемые ресурсы месторождения Çanaklı оценены по данным канав и керна буровых скважин. Проведенные лабораторные исследования и испытания на пилотной обогатительной фабрике подтвердили значительное улучшение концентрирования РЗЭ при использовании гравитационной и магнитной сепарации минералов. Как попутный продукт при этом успешно производится магнетит. Проводятся металлургические испытания на пробах обогащенного РЗЭ концентрата пилотной фабрики.

B.Mercer et al. (Канада) охарактеризовали редкоземельное Zr-Nb-Ta месторождение Nechalacho, расположенное в Aphebian Blachford Lake в щелочном интрузивном комплексе. Это одно из крупнейших месторождений редкоземельных элементов за пределами Китая. Его ресурсы оцениваются в 88 млн. т, содержание всех редкоземельных оксидов 1,53%, включая 0,26% тяжелых редкоземельных оксидов от Eu до Lu, в том числе Y. Прогнозные ресурсы 223 млн. т с 1,31% всех редкоземельных оксидов, включая 0,19% тяжелых. РЗЭ минерализация локализована в самой верхней гидротермально измененной части расслоенных эгирин-нефелин-содалитовых сиенитов минимальной мощностью 1,1 км при ширине 2 км. На основании изучения минералогии, петрографии, электронного микрозондирования Qemscan и Laser ICP-MS создан метод металлургической переработки руд. Рудная зона содержит метасоматически-гидротермальный комплекс минералов, состоящий из циркона, монацита, алланита, бастнезита, фергусонита, колумбита, магнетита, биотита и кварца, замещающих первичные магматические цирконосиликаты — эвдиалит и др. Наиболее высокие содержания тяжелых РЗЭ отмечены в цирконах и фергусонитах самого нижнего кумулятивного уровня («базальная зона»). В пределах этой зоны содержания всех редкоземельных оксидов 1,5–2,5% при средней ее мощности 30 м. Отношение тяжелых РЗЭ оксиды/все РЗЭ оксиды варьирует в интервале от 15 до 30%. Образование магматических кумулятивных уровней и последующее гидротермальное обогащение — ключевые факторы формирования месторождения.

S.Jaireth, D.Hoatson, Y.Miezitis (Австралия) рассмотрели главные минеральные ассоциации редкоземельных элементов в Австралии, связанные с магматическими, осадочными и метаморфическими породами ряда геологических обстановок. Повышенные концентрации данных элементов установлены в карбонатитовых интрузивах, перщелочных магматических породах, железоокисных брекчиевых комплексах, известково-силикатных породах (скарнах), фтор-апатитовых жилах, пегматитах, фосфоритах, флювиальных песчаниках урановых месторождений несогласия, лигнитах и месторождениях песков с тяжелыми минералами. Распределение и концентрации РЗЭ обусловлены разнообразными пороодообразующими процессами, включающими обогащение в магматических или гидротермальных флюидах, сепарацию в минеральные виды и осаждение, последующее перераспределение и концентрацию при выветривании и других поверхностных процессах. Лантаноидные РЗЭ (La – Lu) и Y образуют тесную ассоциацию с щелочными фельзитовыми магматическими породами, Sc в латеритных профилях имеет сродство с мафит-

ультрамафическими магматическими породами. Существует значительный потенциал выявления высоко-сортных крупнотоннажных месторождений РЗЭ в карбонатитах остаточного латеритного профиля и щелочных магматических породах в районах развития докембрийских комплексов Австралии (например, Mount Weld). Остаточные латеритные месторождения, связанные с карбонатитами, обычно обогащены Zr, Nb, Ta. Мезозойские щелочные вулканические провинции Восточной Австралии представляют область низкокачественной минерализации в первичных зонах трахитовых и ассоциирующих с ними щелочных пород. Открытие Sc-содержащих никель-кобальтовых латеритов, связанных с фанерозойскими мафит-ультрамафитовыми породами, и РЗЭ-содержащих фосфоритов в разрезах кембрийских бассейнов в последнее время привлекло интерес геологоразведчиков ко всей территории Восточной Австралии. Крупные железокислотные брекчиевые комплексы (например, Олимпик Дам) — важный источник попутных РЗЭ, который может стать предметом эксплуатации в будущем.

M.Sadeghi, M.Andersson, D.Larsson (Швеция) осветили предварительные результаты по распределению редкоземельных элементов в породах на территории Швеции. Редкоземельные элементы включают 15 элементов с уникальными химическими, электрическими и магнитными свойствами, многие из которых незаменимы в промышленности. Значительная часть из них была впервые открыта в Швеции в конце XIX в., большинство — на известном мировом руднике Иттерби. Се и La установлены в минералах из района Бастнес, который рассматривается как наиболее перспективная площадь для ГРП в Швеции. Проявления РЗЭ в Швеции связаны с гидротермальными образованиями бастнезитового типа (Fe оксиды-Cu-РЗЭ), железо-апатитовыми рудами, щелочным карбонатитовым комплексом в Центральной Швеции, аномальными РЗЭ-U фосфоритами в виде сланцев в районе Каледонии, перщелочными (апатитовыми) нефелиновыми сиенитами (месторождение Норра Керр с предполагаемыми ресурсами РЗЭ 60,5 млн. т при среднем содержании всех РЗЭ 0,54% с тяжелыми РЗЭ 53%), гранитными пегматитами с U- и РЗЭ-содержащими минералами. Проанализированы почвенные геохимические данные по проекту FOREGS (Европейской Базисной Программы Картирования) и данные Геологической Службы Швеции, включающие геологическую, геохимическую информацию и сведения по минеральным месторождениям. Во многих случаях в региональном масштабе существует сильная до умеренной корреляция между почвенными и литогеохимическими данными и даже минерализацией. В районе Меларен концентрации РЗЭ, связанные с проявлениями морских глин, перекрывающими граниты и пегматиты, относительно высокие, особенно в верхнем почвенном горизонте. Во многих случаях они обусловлены минерализацией в региональном масштабе.

R.Eggert (США) высказал опасение по поводу задержки обеспечения растущего в мире спроса на редкие и редкоземельные элементы, использовавшиеся до настоящего времени в малых количествах. К ним относятся редкоземельные элементы, применяемые в воздушных турбинах, гибридных автомобилях и флуоресцентном осветительном оборудовании, Ga, In, Te — в тонкопленочных фотоэлектрических материалах, Li — в батареях. Главное беспокойство по неудовлетворенному спросу вызывают, во-первых, геохимическая редкость некоторых элементов и временные задержки, связанные с вводом новых производственных мощностей; во-вторых, ненадежность получения в ближайшем будущем некоторых элементов, связанная с зависимостью от импорта, ограничения на экспорт сырьевых материалов в ряде стран, состояние попутного производства.

I.Chalmers (Австралия) указал на равномерно повышенные содержания Zr, Hf, Nb, Ta, Y и редкоземельных элементов, свойственные трахитам одного из магматических тел довольно крупного щелочного магматического комплекса в районе Dubbo на востоке центральной части Нового Южного Уэльса. Трахитовый шток юрского возраста, интродуцированный в толщу пологозалегающих переслаивающихся песчаников, алевролитов и базальтов, слагает эллиптическое тело с ориентировочными размерами 850 м в широтном и 550 м в долготном направлениях, которое разбурено по вертикали на глубину 100 м. Породы сложены преимущественно лейстами тонко-, среднекристаллического щелочного полевого шпата (ортоклаза), часто отороченными плагиоклазом (альбитом). В основной массе встречаются пироксен (эгирин-авгит), редко кварц и рудные минералы, в составе последних преобладают силикаты циркония, в том числе обогащенные РЗЭ (эвдиалит и армстронгит 1). Большинство рудных минералов сосредоточены в интерстициях главных породообразующих силикатов в виде тонкозернистых сростаний, часто ассоциирующих и сростающихся с очень тонкозернистыми карбонатами, богатыми Fe и Mn (вероятно, сидеритом и родохрозитом). Эти сростания, по-видимому, связаны с поздней стадией кристаллизации — производной рудных флюидов, пропитывающих остывающую магму. Некоторые грубозернистые проявления, особенно силикатов циркония, могут относиться к продуктам остаточной кристаллизации самой магмы.

P.Ihlen et al. (Норвегия) считают, что в Норвегии среди разнообразных апатитовых объектов наибольший потенциал для разработки, по-видимому, у магматических месторождений. Одно из наиболее перспективных залегает в монцоноритовой расслоенной интрузии Bjerkreim-Sokndal ранней неопротерозойской анокситовой провинции Rogaland. В интрузии распространены три кумулятивные единицы с богатыми рудными зонами мощностью 15–90 м, длиной >3 км со средними содержаниями, мас. %: 9–10 апатитов, 14–16 ильменитов, 8–11 богатых ванадием магнетитов. В поздних неопротерозойских – кембрийских карбонатитсодержащих комплексах локализованы потенциальные месторождения, связанные со щелочными клинопироксенитовыми интрузиями. Интрузия Misvaerdal во внутренней части каледонидов содержит ультракалийевые клинопироксенитовые дайки длиной 1–1,5 км и шириной 100–200 м со средним содержанием апатитов 7–12 мас. %. Тела богатых апатитами магнетит-клинопироксеновых кумулятов встречаются в авгит-монцонитовых массивах пермского палеорифта Осло. Пригодные для открытой разработки запасы рудного тела Kodal оценены в 70 млн. т с содержаниями, мас. %: ~10 апатитов, 23 ильменитов, 3 ильменитов. Апатиты содержат ~1 мас. % РЗЭ. Сопоставимые палеопротерозойские месторождения недавно выявлены в щелочно-известковых монцонит-сиенитовых интрузиях в мангритовом комплексе Lofoten-Vesteralen на севере Норвегии.

Th. Cramer et al. (Колумбия) сообщили о «coltan» месторождениях на востоке Колумбии и показали необходимость исследования малоизученных районов вблизи Бразилии и Венесуэлы. В районах Гуайния и Вирага проанализированы образцы из Ta-Nb проявления в аллювиальных «черных песках». Выполнены грохочение, магнитная сепарация, анализ плотности и зерен, рудная микроскопия, SEM, XRD, XRF и простой мокрый химический анализ. Ta-Nb проявление сопровождается оксидами Fe и Ti. Химический состав руд варьирует (<50% Ta, <20% Nb, высокие содержания Fe, Ti и низкие — Mn). Среди ильменитов из района Гуайния встречаются богатые Nb рутилы и пироксеновые включения, присутствуют богатые Ta касситериты. Пегматиты и кислые магматические образования — основные первичные источники Ta, Nb, Sn, W и РЗЭ минералов. Минералы Ti отличаются более комплексным составом. Плохое знание пригодной для промышленной разработки coltan-минерализации часто ведет к разорению старателями площадей дождевых лесов, содержащих лишь Fe и Ti оксиды.

H.Sedati, A.Khakzad, H.A.Torshizian (Иран) сообщили об аномалиях Sr и Li в терригенно-эвапоритовых образованиях Кашмира, Северный Иран. Вблизи активного разлома Darounch в районе обнажаются комплексы пород от докембрийского до кайнозойского возраста. К неогеновым отложениям относят бурые конгломераты (Ng^c), терригенные пачки (Ng^{cm}), включая горизонты мраморов, глинистых сланцев и конгломератов. Выше этих пластов располагаются мощный слой красных песчаников, глинистые сланцы, гипсоносные мраморы и конгломераты (Ng^{mst}), количество гипсов и мраморов в которых уменьшается вверх по разрезу с изменением до мраморов, глинистых сланцев и красных песчаников (Ngst). Перечисленные горизонты имеют возраст от миоцена до раннего плейстоцена, изменяются по составу до гипсоносных мраморов, красных мраморов, глинистых сланцев и песчаников. В плейстоценовых гипсах отмечаются линзы целестина (SrSO₄), с которыми связаны аномалии Sr и Li. Источником литиевых аномалий являются континентальные рассолы, содержащие Li, сконцентрированный в результате выщелачивания местных магматических пород.

Y.Sun et al. (Китай) описали механизм концентрации Li в угольном пласте 11 в горнодобывающем районе Pingshuo месторождения Ningwu, провинция Shanxi, Китай. Образцы в количестве 58 шт. проанализированы путем оптической микроскопии, последовательной химической экстракции, SEM-EDX, рентгеновской дифракции измельченных в порошок образцов и ICP-MS. Результаты показали, что среднее содержание Li 364 мг/кг является промышленным. Общие запасы Li в пласте 11 составили 3935 тыс. т, или 843 214 т Li₂O. По данным последовательной химической экстракции концентрация Li в основном связана с неорганическим веществом и ~4% — с органическим. На месторождении известны каолиниты, бемиты, хлоритовая группа, кварц, кальциты, пириты, сидериты и аморфная глинистая порода. Литий, вероятнее всего, распространен в хлоритовой фазе. Он, возможно, был также абсорбирован глинистыми минералами. Палеоподнятие Luliang и древний массив Yinshan, скорее всего, служат источниками Li в угле. Не исключено, что ими были также бокситы формации Benxi на севере бассейна.

P.L.F.Collins (Австралия) отнес сподуменовые пегматиты (LCT) к важнейшему источнику лития, рассмотрев два главных источника его промышленного производства — богатые Li рассолы в пустынных участках (Чили, Аргентина, Китай) и литийсодержащие минералы в пегматитах (сподумен LiAlSi₄O₈). Спрос на литий, по прогнозам, будет активно расти с увеличением производства литиевых батарей, применяемых для аккумуляирования энергии и в электромобилях. Более 60% Li сейчас производится из сырья,

получаемого в пустынных участках, но ожидаемый высокий спрос будет в основном удовлетворяться, вероятно, за счет LCT (обогащенной Li-Cs-Ta) петрогенетической серии пегматитов орогенной ассоциации (сподуменовый подтип или альбит-сподуменовый тип пегматитов класса редких элементов). В LCT-пегматитах Австралии выявлены значительные ресурсы сподуменов. Это гигантский массив пегматитов Greenbushes (70 млн. т, 2,6% Li_2O), пегматиты Mt Marion (14,8 млн. т, 1,3% Li_2O) и Mt Cattlin (18 млн. т, 1,08% Li_2O). Все они залегают в архейском кратоне Yilgarn (штат Западная Австралия), обычно удалены от материнских гранитоидов, не имеют концентрической или симметричной минералогической зональности вокруг «кварцевого ядра» и, как правило, отличаются низкими содержаниями Ta. На Greenbushes сподумены сосредоточены в кварц-сподуменовом слое мощностью до 100 м в основной массе пегматитов, тогда как многочисленные пегматитовые пласты или дайки на Mt Marion и Mt Cattlin содержат крупные удлиненные сподуменовые кристаллы, рассеянные в равномерно-зернистой кварц-полевошпатово-слюдяной основной массе. Данный пример, очевидно, наиболее типичен для таких пегматитов (например James Bay, Канада — 22 млн. т, 1,25% Li_2O).

T.Dittrich et al. (Германия) показали необходимость улучшения технологии обогащения Ga — одного из «электронных металлов» — в связи с ростом его потребления в высокотехнологичных областях (оптоэлектронике). Годовое первичное производство Ga в 2012 г. составило 216 т. По оценке авторов, к 2030 г. оно вырастет в 30 раз. В настоящее время почти весь галлий извлекается как попутный продукт при обогащении бокситов и лишь небольшая часть — из цинковой руды. В процессе латеритизации различных типов пород (например, гранитов) и формирования бокситов Ga вовлекается в алюминийсодержащие образования (гиббситы). Судя по подсчитанным запасам и оцененным ресурсам бокситов со средним содержанием Ga 50 г/т, потенциальное его количество составит 1,4 и 3,75 млн. т соответственно. Кроме того, при годовой добыче бокситов 216 млн. т/год около 10,75 т/год Ga можно извлекать уже сегодня. Поэтому геологическая доступность не является сдерживающим фактором роста его производства. Добыча галлия ограничивается дорогостоящими и неэффективными технологиями его обогащения. Из бокситов извлекается лишь 5–10% Ga, т.е. большая часть теряется с глубоководным красным илом (30–40%) или поступает в глинозем (50–60%). Таким образом, для удовлетворения ожидаемого роста потребления Ga необходимо улучшить существующую технологию и получить доступ к новым ресурсам. Новые ресурсы Ga могут содержаться в угле (золе) и красном иле.

K.Jin et al. (Китай) сообщили о высоких концентрациях Ga в угольном пласте 5 месторождения Gequan, а также в угленосном бассейне Xingtai, провинция Hebei, Китай. Пласт 5 залегает в верхнекаменноугольной формации Taiyuan. В 15 образцах угля с концентрацией Ga выше промышленной среднее его содержание составило 36 мкг/г. Эта цифра выше, чем промышленное содержание в добываемой руде (30,00 мкг/г). В нескольких образцах с двух других профилей того же пласта концентрации Ga превысили 30,00 мкг/г. По данным компании Jizhong Energy Group Co. Ltd., доказанные запасы угольного пласта 5 — $2,9 \cdot 10^7$ т, что позволяет оценить ресурсы Ga в 710 т. По китайским стандартам это среднее по запасам месторождение Ga. Концентрация Ga в угольных пластах предположительно возникла на стадии осаждения из алюминатов в выветрелой коре. Низкотемпературные гидротермальные флюиды, промежуточный магматический гидротермальный привнос и миграция грунтовых вод также могли быть причинами обогащения галлием пермских – каменноугольных пластов.

U.Schwarz-Schampera (Германия) считает, что полиметаллические сульфидные месторождения — важный источник для производства In. Генезис и обогащение In эксгальационно-вулканогенных и вулканогенно-осадочных месторождений с заметным совместным обогащением Se, Co, Bi, Ni, Mo, Sn изучены в древних континентальных месторождениях и гидротермальных системах на океанском дне. Обогащение In полиметаллических сульфидных месторождений связано с тектоническими позициями, характерными для островных дуг и незрелых тыловодужных структур растяжения. Проникновение флюидов приводит к мобилизации In и ряда других элементов из дифференцированных и богатых летучими компонентами глубинных пород-источников. Индий иммобилизован во флюидной среде, а также в ходе мантийного плавления и фракционной кристаллизации, но подвижен в расплавах, обогащенных кремнеземом. Поэтому магматический источник, часто предполагаемый, играет незначительную роль при первичной концентрации его в породах-носителях. Эффективная металлогеническая мобилизация In происходит при изменении вмещающих пород богатым индием рудным месторождениям. Позднее фракционирование в магматические сульфиды — главный фактический источник индия в сульфидных системах цветных металлов. Мобилизация может быть усилена отделением сверхкритической фазы и образованием горячих обогащенных металлом гидротермальных рассолов в самых глубоких частях конвекционных ячеек. Двухстадийное введе-

ние In в сплошные сульфиды в виде хлор-комплексов управляется соосаждением с Cu, Fe и Zn из поздних высокотемпературных флюидов с преобладанием Cu, из которых образуется богатый In халькопирит, и замещением низкотемпературного сфалерита высокотемпературным богатым медью флюидом на завершающей стадии процесса.

А.Кременецкий и др. (Россия) охарактеризовали новый генетический тип Re-Mo-U месторождений. Промышленное производство ведется посредством выщелачивания полезных компонентов *in-situ*. В последние несколько лет высокие содержания Re (до 3–10 г/т) обнаружены в терригенном пласте (C_1) крупного урансодержащего угольного бассейна в Московской области. Все Re-Mo-U проявления локализованы в осадочных пластах на склонах погребенных выступов докембрийского фундамента вблизи субширотных глубинных разломов. С помощью электронного микрозондирования установлено присутствие Re в трех формах — оксидной, сульфидной и свободной. Изотопно-геохимическое исследование детритовых цирконов, в которых распространена Re-Mo-U минерализация, показало, что U-Pb возраст цирконовых кернов 1600–1400 млн. лет (возраст образования палеофундамента). Для поздних кайм рекристаллизации цирконов U-Pb методом выделены три стадии, млн. лет: 250–370 — стадия седиментации (C_1), 120–100 — первая (K^1_1) и 90–60 — вторая (K^2_1 -P) стадии постседиментационной активизации. Цирконовые каймы, образовавшиеся в процессе седиментации, характеризуются минимальными содержаниями U 611 и Th 37 г/т, тогда как в постседиментационных каймах они максимальны — U 3394, Th 56 г/т, что указывает на их образование в обстановке, обогащенной радиоактивными элементами. Судя по приведенным данным, Re-Mo-U месторождения — постседиментационные гидротермальные образования, связанные с зонами альпийской (K_1 -P) активизации погребенного палеофундамента.

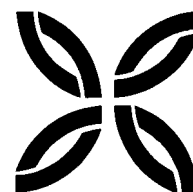
P.L.F. Collins (Австралия) сообщил о новом типе V-Ti-Fe месторождений в архейско-протерозойских расслоенных габбро-анортозитовых интрузивных комплексах на территории западной и центральной частей Австралии. По мнению автора, в будущем такие месторождения могут представлять собой значительный источник V и Ti. Среди минерализованных пород преобладают горизонты массивного магнетита (70–80%) с кумулятивной структурой (подвергшейся отжигу) мощностью от нескольких сантиметров до >30 м. Они образуют многослойные до однослойных залежи и отдельные участки с вкрапленными рудами (10–20 об. % магнетита). В рудах преобладают ильменомagnetит и ильменит. Ванадий встречается в форме твердого раствора в магнетите. Ильменит обычно образует тонкие ламели распада в магнетите, что может влиять на извлечение Ti. Зернистый ильменит накапливается в верхней части индивидуальных горизонтов и на верхних уровнях минерализованных частей разреза. В многослойных залежах распределение содержаний V, Ti и Fe бимодальное со снижением вверх по разрезу концентраций V, с соответствующим ростом концентраций Ti и согласующимся снижением V/Ti отношений. Аналогичные тренды установлены на других ортомагматических V-Ti-Fe месторождениях в глобальном масштабе (например, в Бушвелде, ЮАР; Койвусаареннева, Финляндия). Они свидетельствуют о едином механизме V-Ti-Fe обогащения в расслоенных интрузивных комплексах, который включает внутренний циклический процесс накопления горизонтов магнетитов.

L.H. Hamilton (Австралия) посвятил доклад проблеме генезиса месторождений биогенного графита. Угли и нефтяные сланцы могут преобразовываться в графит в результате контактового метаморфизма, связанного с крупными магматическими интрузивами. Так, по-видимому, возник графит месторождения Undercliffe вблизи границы Нового Южного Уэльса и Квинсленда, где в нем обнаружены окаменелости *Glossopteris*. При региональном метаморфизме углеродистое вещество также преобразуется в графит. Такой генезис приписывается шри-ланкийским графитовым жилам в гранулитах и графиту месторождения Uley в сланцах и гнейсах. Большинство мировых крупнейших месторождений встречаются в протерозойских (иногда архейских) метаморфических породах высоких ступеней метаморфизма. Породы крупных стратиформных свинцово-цинково-серебряных месторождений районов McArthur River, Mt Isa и Broken Hill имеют аналогичный протерозойский возраст и содержат биогенный углерод. В обильном углеродистом веществе руд месторождения McArthur River найдены фрагменты микробов. Графит в рудной залежи месторождения Broken Hill имеет биогенные изотопные признаки. Кроме того, проявления метана и карбонатов на руднике этого месторождения свидетельствуют о том, что большая часть первичного органического вещества была преобразована в ходе метаморфизма. Ассимиляция осадочных пород гранитами может приводить к кристаллизации графита, который накапливается в жилах. Пегматитовая жила месторождения Undercliffe содержит биогенный графит вблизи контакта с метаморфизованным углем. В Walcha (Новый Южный Уэльс) графит присутствует в дайке микропегматитов в адамеллитах вблизи контакта с каменноугольными осадочными породами. В Bakers Creek (Новый Южный Уэльс) графит также

встречен в дайке микропегматитов и в кварцевых жилах, с которыми ассоциируют пирит, арсенопирит и золото. И в Walcha, и в Bakers Creek графиты имеют легкий изотопный состав, говорящий о биогенном происхождении.

K. Yonezu, T. Okito (Япония) рассмотрели Nb-Ta потенциал района Abu Rusheid, расположенного в 90 км от Marsa Alam на побережье Красного моря в южной части Восточной пустыни, Египет. В пределах Аравийско-Нубийского щита, где находится пустыня, известны многочисленные проявления Nb, Ta, Zr и РЗЭ минерализации. Вопрос о происхождении пород докембрийского фундамента в районе Abu Rusheid дискутируется. Их относят к осадочным (парагнейсы) или магматическим (граниты) образованиям. Для оценки ресурсного потенциала Nb и Ta из катакластических пород и отложений вади отобраны пробы с шагом 1000 м в долготном и 600 м в широтном направлениях. Образцы изучены микроскопически; с помощью XRF и ICP-MS определен их химический состав. Установлены выделения колумбита размером до 30 мкм как носителя Nb и Ta. Валовые концентрации Nb и Ta в пирокластических породах достигают 1100 и 190 г/т соответственно. Более высокие концентрации Nb и Ta характерны для западной части изученной площади (нижний уровень), тогда как концентрации в залежи вади ниже. Отношение Nb/Ta равно ~6. Кроме того, с колумбитом часто ассоциирует окатанный циркон, в ассоциации с которым РЗЭ относительно обогащены легкими РЗЭ. Общие концентрации РЗЭ и Zr достигают соответственно 500 и 4200 г/т. Аномально высокие концентрации Nb и Ta в ассоциации с Zr и РЗЭ на этой площади могут быть связаны с процессами седиментации, которые предшествовали метаморфизму.

ПОЗДРАВЛЯЕМ С ЮБИЛЕЕМ



4 апреля 2013 г. исполнилось 75 лет старшему научному сотруднику сектора оптимизации технико-экономической оценки месторождений, рудных узлов и районов, кандидату геолого-минералогических наук **Алексее Аркадьевичу Черемисину**.

А.А.Черемисин работает в ЦНИГРИ с 1968 г. В настоящее время он — крупный специалист в области прогнозирования и оценки рудных месторождений и полей. В разные годы он — участник и ответственный исполнитель договорных работ по оценке золотоносности территорий Ямало-Ненецкого АО (Полярный Урал), Озернинского рудного узла (Бурятия), Окинского района (Бурятия), а также подсчету запасов на Воронцовском золоторудном месторождении. Соисполнитель повариантного пересчета запасов по Холоднинскому свинцово-цинковому объекту, участник разработки ТЭО кондиций по месторождению алмазов им. В.Гриба. Один из ответственных исполнителей работ по переоценке золоторудного месторождения Сухой Лог, согласно которой запасы месторождения увеличены более чем в два раза. Участник госбюджетных работ по геолого-экономическому сопровождению объектов ГРР на твердые полезные ископаемые (кроме твердого топлива) и укрупненной геолого-экономической оценке объектов. Запасы оцененных золоторудного месторождения Клен (Чукотка), свинцово-цинкового — Сардана (Якутия), медно-никелевого — Пласт «330» (Мурманская область) поставлены на государственный баланс.

Результаты научных исследований А.А.Черемисина отражены более чем в 50 публикациях. За время своей активной научной и прикладной деятельности внес реальный вклад в укрепление минерально-сырьевой базы России. Награжден медалями «В память 850-летия Москвы», «Ветеран труда», знаками «Почетный разведчик недр», «Отличник разведки недр», юбилейным знаком «300 лет горно-геологической службы России», Почетной грамотой Мингео СССР.

Поздравляем Алексея Аркадьевича с юбилеем, желаем отличного здоровья, благополучия, дальнейших творческих успехов.

*Ученый совет ЦНИГРИ
Редколлегия журнала*

29 апреля 2013 г. исполнилось 60 лет кандидату геолого-минералогических наук, ведущему научному сотруднику отдела металлогении и прогноза месторождений цветных и благородных металлов **Андрею Львовичу Галямову**.

А.Л.Галямов в 1975 г. окончил геологический факультет МГУ, в 1976–1982 гг. работал в Институте геологии Якутского филиала СО АН СССР, затем в ИГЕМ РАН, где защитил кандидатскую диссертацию. Принимал участие в научном и государственном проектах по минеральным ресурсам России, в том числе в проектах РФФИ, касающихся механизмов формирования крупных полихронных рудных концентраций.

С 2000 г. работает в ЦНИГРИ. Накопив геологический опыт при изучении многих полиметаллических, медных, вольфрам-молибденовых, сурьмяно-ртутных месторождений бывшего СССР, участвовал в базовых проектах НИР МПР России, ГРР Роснедра и работах по договорам. Является соавтором 24 работ и ответственным исполнителем пяти. Он — один из авторов структурно-формационного районирования Восточно-Саянской, Енисейской и Байкало-Патомской золотоносных провинций. Активный участник научно-методического сопровождения геолого-поисковых работ на золото в ряде рудных районов Иркутской области и Республики Бурятия, член рабочей экспертной группы по объектам ГРР этих регионов. А.Л.Галямов разрабатывает научно-технические решения в области применения компьютерных технологий при осуществлении работ по базовым, хоздоговорным и другим проектам, является специалистом в области дистанционного зондирования. Результаты его исследований отражены более чем в 40 публикациях.

За успешное и активное участие в деятельности института А.Л.Галямов награжден знаком «Отличник разведки недр», грамотами ЦНИГРИ.

Поздравляем Андрея Львовича с юбилеем, желаем здоровья, успехов, плодотворной научной деятельности.

*Ученый совет ЦНИГРИ
Редколлегия журнала*



Требования к авторам статей

1. Рукопись статьи подготавливается в соответствии с образцом оформления и представляется с установленными сопровождающими документами: письмом (разрешением на опубликование) руководителя учреждения и экспертным заключением о возможности публикации в открытой печати. В конце статьи ставятся подписи всех авторов.

2. К статье прилагается справка об авторе (авторах), в которой указываются фамилия, имя, отчество, ученая степень, звание, должность, место работы, адрес для переписки (почтовый), телефон, e-mail каждого автора.

3. Объем статьи — 15 страниц, включая таблицы и список литературы. Поля страницы — сверху и снизу по 2 см, справа 1 см, слева 3 см. Все страницы рукописи нумеруются. В редакцию представляется электронный вариант в Text format (*.rtf), (*.doc) с использованием шрифта Times New Roman (размер 12, полуторный межстрочный интервал). Текст, таблицы, рисунки помещаются в отдельные файлы. Таблицы должны иметь названия, набираются без сокращения слов (размер 10, один межстрочный интервал). Адрес нашей электронной почты: rudandmet@yandex.ru.

4. Для набора математических формул и химических символов рекомендуется использовать Microsoft Equation 3.0.

5. Список литературы приводится в конце статьи с нумерацией источников по алфавиту. Иностранная литература помещается после отечественной. Ссылки в тексте на источник приводятся соответствующим порядковым номером в квадратных скобках. В список не включаются неопубликованные работы. Подрисуночные подписи печатаются на отдельной странице после списка литературы.

6. Рисунки и другие графические материалы (черно-белые, не более 5) прилагаются в электронном варианте. Размер оригиналов рисунков не должен превышать формат страницы журнала (23×16). Цифры и буквы в условных обозначениях, вынесенных за пределы рисунка, даются курсивным шрифтом. Текстовые и цифровые надписи на рисунках набираются на компьютере (шрифт 8), толщина линий рисунка — не менее 0,2 мм. Каждый рисунок помещается в отдельный файл в одном из следующих форматов: TIFF — только для фото (*.tif), Corel Draw (*.cdr), Диаграмма Microsoft Excel (*.xls). Графика должна быть связана с текстом и способствовать его сокращению. Оформление и содержание иллюстративного материала должны обеспечивать его читаемость после возможного уменьшения. Ксерокопии и сканированные ксерокопии не принимаются.

8. Редакция оставляет за собой право сокращать и редактировать название статьи, текст, рисунки.

Порядок оформления статей, представляемых в журнал «Руды и металлы»

Настоящий порядок вводится с 2010 г. в соответствии с рекомендациями ВАК
Министерства образования и науки Российской Федерации и унификацией для
Научной Электронной Библиотеки (НЭБ)

Образец оформления статьи

УДК.....

© А.С.Барышев, К.Н.Егоров, 2009

**О совершенствовании методики поисков перекрытых коренных источников
алмазов**

А.С.Барышев, К.Н.Егоров (Институт земной коры СО РАН)

Аннотация (на русском языке, не более 5–7 строк).....
.....
.....
.....
.....
.....

Ключевые слова (на русском языке, не более 5–7 слов).....
.....

Название статьи (на английском языке, полужирным шрифтом)

Фамилии авторов (на английском языке, полужирным шрифтом)

Аннотация (на английском языке, не более 5–7 строк).....
.....
.....
.....
.....
.....

Key words (не более 5–7 слов).....
.....

Контактная информация: почтовый адрес, *e-mail* для переписки, телефон.....

ТЕКСТ СТАТЬИ (см. требования к авторам статей).....