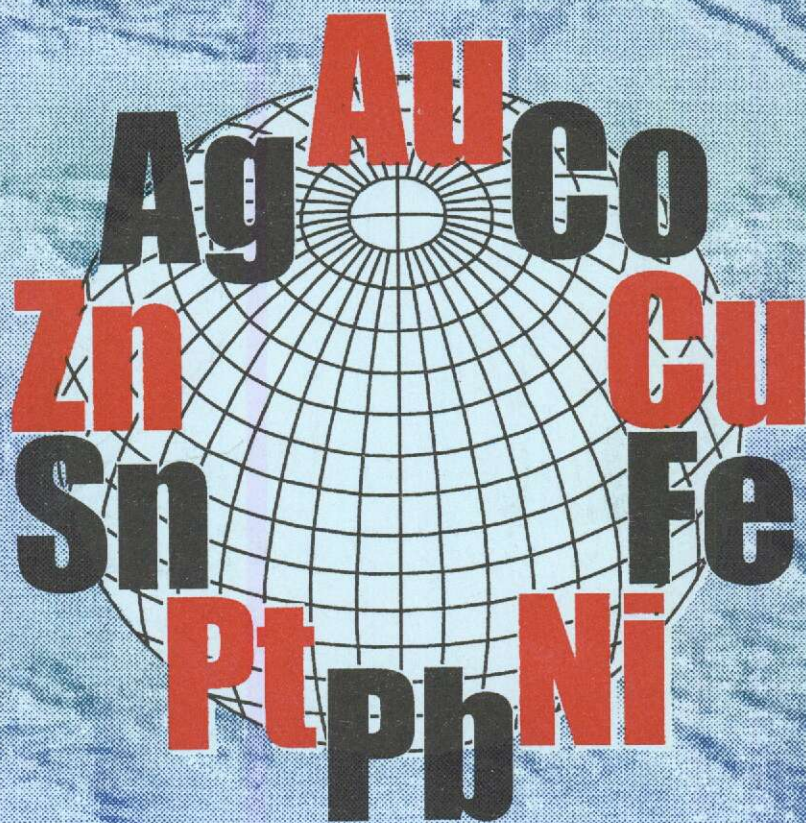


# РУДЫ И МЕТАЛЛЫ



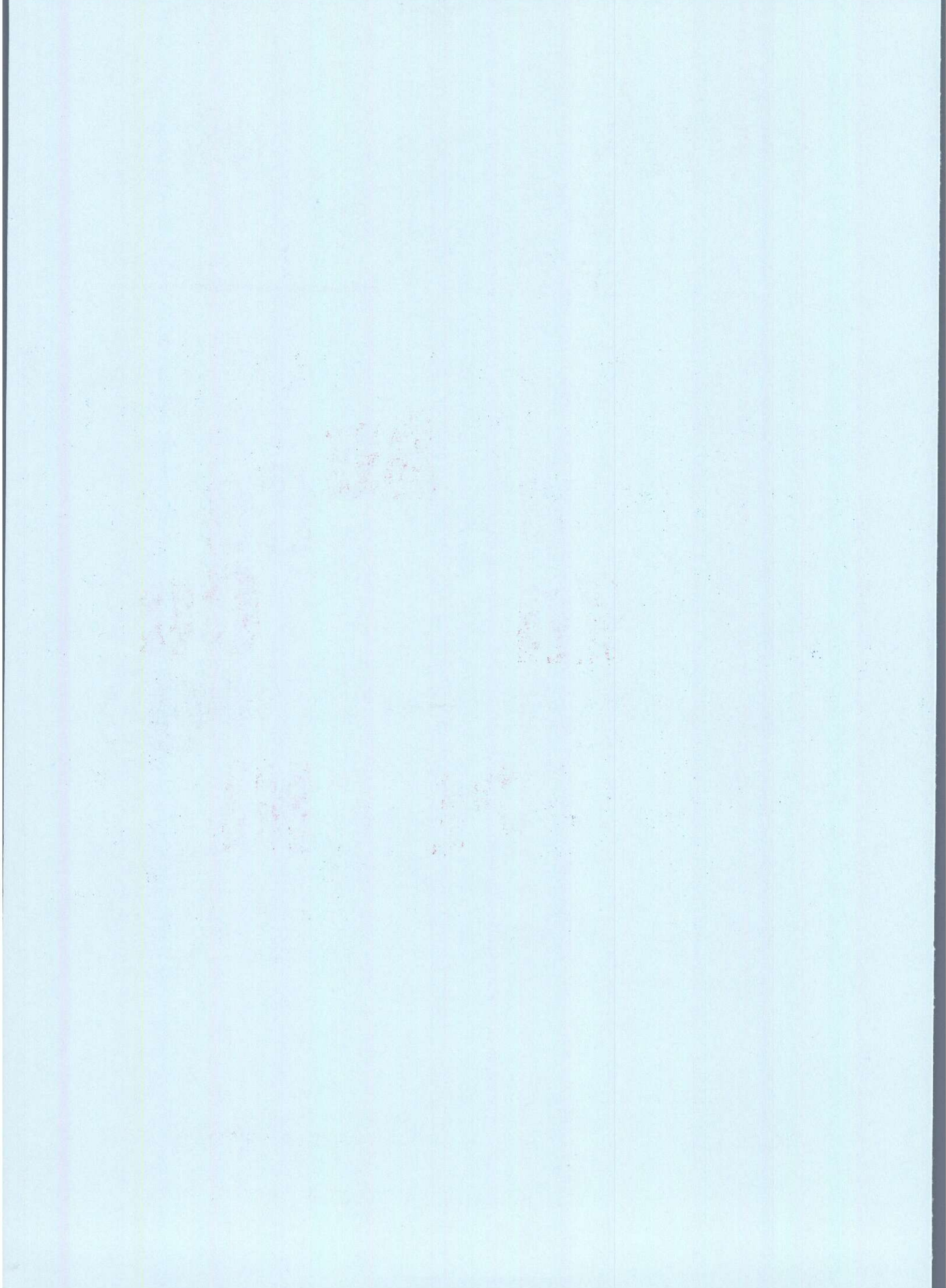
ЦНИГРИ МПР России

Главный редактор  
И.Ф. Мигачёв



4/2003

ISSN 0869-5997



# РУДЫ И МЕТАЛЛЫ



**4/2003**

НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

ОСНОВАН В 1992 ГОДУ

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

**Главный редактор И.Ф.МИГАЧЕВ**

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



**УЧРЕДИТЕЛЬ**

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

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

**Москва ЦНИГРИ 2003**

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

Сдано в набор 18.08.2003 г.  
Подписано в печать 07.10.2003г.  
Тираж 430 экз.

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

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

**Прикладная металлогения и недропользование***Кривцов А.И.*

Гносеологические «мифы и рифы» проблемы источников рудного вещества

5

**Строение рудных месторождений***Аристов В.В., Константинов М.М., Орлова Г.Ю., Соловьев К.В., Соловьев В.Н., Тямисов Н.Э., Задорожный Н.П., Золотилина Г.Д., Устинов В.И.*

Аркачанское золоторудное месторождение, Западное Верхоянье

15

*Бразжник А.В., Риндзюнская Н.М., Ладыгин А.И.*  
Золотоносные коры выветривания месторождения Каталамбию, Приполярный Урал

31

*Берикболов С.Б.*

Гидрогеохимические особенности золоторудного месторождения Алтынсай, Казахстан

44

*Багдасаров Ю.А.*

Редкометальное оруденение и перспективная оценка Горноозерского карбонатитового массива

51

*Сонин В.М., Жимулев Е.И., Чепуров С.А.*

О происхождении сетчатых скульптур на кристаллах алмаза

60

*Илупин И.П.*

Показательные элементы кимберлитов и аномальное поведение калия

64

**Аппаратурно-технические средства и технологии геологоразведочных работ***Крылова Г.С., Ибрагимова Н.В.*

Исследование закономерностей растворения золота в йод-йодидной системе

69

**Applied Metallogeny and the Subsurface Use***Krivtsov A.I.*

Gnoseological «myths and reefs» of the problem of ore matter sources

**Structure of Ore Deposits***Aristov V.V., Konstantinov M.M., Orlova G.Yu., Soloviev K.V., Soloviev V.N., Tyamisov N.E., Zadorozhny N.P., Zolotilina G.D., Ustinov V.I.*

The Arkachan gold deposit, Western Verkhoyan

*Brazhnik A.V., Rindzyunskaya N.M., Ladygin A.I.*  
Gold-bearing weathering crusts of the Kata-lambiyu deposit, Polar Urals*Berikbolov S.B.*

Hydrogeochemical peculiarities of the Altynsai gold deposit, Kazakhstan

*Bagdasarov Yu.A.*

Rare metal mineralization and forecast evaluation of the Gornoozersky carbonatite massif

*Sonin V.M., Zhimulev E.I., Chepurov S.A.*

On the origin of reticular sculptures on diamond crystals

*Ilypin I.P.*

Indicative elements of kimberlite and anomalous behaviour of potassium

**Equipment and Technologies for Geological Prospecting***Krylova G.S., Ibragimova N.V.*

Study of the regularities of gold solving in iodide system

Романчук А.И., Ивановская В.П., Королев А.Б.  
Исследования по совместному выщелачиванию  
железомарганцевых конкреций и поли-  
металлических сульфидов

71

*Romanchuk A.I., Ivanovskaya V.P., Korolev A.B.*  
Research on collective leaching of manganese  
nodules and polymetallic sulfides

**Поздравляем с юбилеем****Congratulations**

В.Б.Чекваидзе

76

V.B.Chekvaidze



## ГНОСЕОЛОГИЧЕСКИЕ «МИФЫ И РИФЫ» ПРОБЛЕМЫ ИСТОЧНИКОВ РУДНОГО ВЕЩЕСТВА\*

А.И.Кривцов (ЦНИГРИ МПР России)

*Доказывается, что экстрагирование вещества из океанического ложа и периферических обломочных осадков позволяет решать проблему источников рудного вещества без привлечения «мифических» ультраплутонических и мантийных флюидов из неведомых глубин, не поддающихся изучению.*

Провозглашение 2003 г. Годом Казахстана в России и реализация комплекса связанных с этим мероприятий предоставили широкие возможности геологическим службам обеих стран представить на суд геологической общественности, формирувавшейся и функционировавшей многие годы во благо народов Республики Казахстан и Российской Федерации, широкий круг разработок в сфере наук о Земле, которые в течение последнего десятилетия развивались в условиях относительно ограниченного взаимодействия ранее тесно сотрудничавших территориальных и национальных геологических и металлогенических школ.

Многие прогрессивные геологи и металлогенисты Российской Федерации и Республики Казахстан восприняли «Год Казахстана в России» как новую возможность активного обмена идеями и информацией, — обмена, который по многим, в первую очередь негеологическим причинам, в последние годы был не столь интенсивным, чем в предшествующий исторический период. Следует отдать должное энергии и инициативе руководителя Госгеолслужбы России П.В.Садовника, Председателя комитета геологии и охраны недр Министерства энергетики и минеральных ресурсов Республики Казахстан Б.С.Ужкенова, президента Казахстанской академии минеральных ресурсов Г.Р.Бекжанова, главных редакторов российских геологических журналов, организовавших подготовку серии статей и их «перекрестное» опубликование в ведущих журналах России и Казахстана.

Несмотря на то что возможности, созданные этими инициативами и акциями, уже во многом реализованы, на обсуждение давнего российско-казахстанского (казахстанско-российского) геологического содружества выносятся ряд принципиальных аспектов проблемы источников рудного вещества, которая с течением времени не столько развивается, сколько обостряется.

Автор данной статьи, в силу обстоятельств оказавшийся на посту главного редактора журнала «Отечественная геология» в самые сложные для отечественной геологии годы, предпринимал немало усилий для объединения геологических служб СНГ под «флагом» журнала, обеспечивая необходимую поддержку всем работам, поступавшим из-за пределов Российской Федерации. Многие десятки статей, опубликованных за последнее десятилетие в журнале «Отечественная геология» без какой-либо «цензуры», дают возможность с доступной для автора мерой объективности оценить проблему источников рудного вещества, столь важную для современной отечественной металлогении — того раздела наук о Земле, который обеспечивает наиболее значимые прикладные результаты в геологии, а именно создание минерально-сырьевой базы, на которой зиждется современная экономика не только Казахстана и России, но и многих других стран СНГ.

Для названия статьи использовано сочетание слов из названия широко известного произведения писателя-«морехода» В.Коньцкого «Среди мифов и рифов». Как представляется, многие современные построения в сфере металлогении, исходящие не из фактографии, а из «метаданных», в значительной мере близки к артефактам — «мифам», которые рушатся при столкновениях с жесткими «рифами» реалий

\* Статья опубликована в казахстанском журнале «Геология и охрана недр» № 2, 2003 г. в связи с провозглашением 2003 г. Годом Казахстана в России; она публикуется в журнале «Руды и металлы» с целью обеспечения доступности более широким кругам геологической общественности СНГ.

прогнозной и поисковой практики, особенно современной.

Объективности ради следует признать, что отечественная геологическая наука (имея в виду все страны Содружества) за последние 10 лет оказалась в непривычном для себя состоянии дефицита фактографических основ, столь необходимых для естественного развития процессов познания как общегеологической, так и металлогенической (особенно!) сфер наук о нашей планете. Поскольку свято место пусто не бывает, на смену интерпретациям фактографических данных (логическое следствие объяснений природных феноменов или натуральных экспериментов) пришел ряд «представленческих» построений, которые недоступны ни для проверки в натуре, ни для достаточно достоверного воспроизведения. К этому гносеологическому аспекту автор в свое время уже обращался в журнале «Отечественная геология», привлекая к его обсуждению многих отечественных исследователей.

Проблема источников рудного вещества в свое время была очерчена академиком В.И.Смирновым с присущей этому выдающемуся исследователю четкостью и определенностью позиций и формулировок.

Напомним, что базовую схему (парадигму) структуры рудообразующих систем предложил В.И.Смирнов. Любая из таких систем, обеспечивающих при рудообразующих процессах накопление рудного вещества в значимых (промышленных) масштабах, должна включать в себя источники рудного вещества, источники энергии, источники транспортирующих агентов, пути транспортировки вещества, участки (области) его локализации (накопления). Эта принципиальная схема была конкретизирована в прикладных целях металлогенистами России и Казахстана при разработке основ рудно-формационного анализа и определении роли различных геологических формаций в рудогенезе. Уместно напомнить, что уровень отечественных достижений в рудно-формационных основах прогноза рудности пока (еще!) не достигнут даже самыми прогрессивными западными металлогеническими школами.

Справедливости ради отметим, что наиболее прогрессивные представители указанных школ с течением времени стали признавать возможность и реальность последовательного (ступенчатого, *step by step*) концентрирования рудного вещества на разных стадиях формирования земной коры. Эта базовая парадигма в отечественной геологии была выдвинута более четверти века назад и за это время, к сожалению, получила

весьма ограниченное развитие. Причина этого, как кажется, в консерватизме базовой «плутонической» идеи, в абсолютизации ортогенетической модели рудогенеза, которая с течением времени постепенно «заглублялась» в отношении источников рудного вещества — от конкретных малых интрузий к промежуточным очагам, а затем до мантии, в восприятии существа которой традиционно «меняются местами» состав вещества и его состояние на разноглубинных земных оболочках.

Сегодня трудно определить автора термина «первоисточник рудного вещества» (*prosecutor?*). Однако эта проблема была и остается ключевой для тех рудообразующих систем и процессов, в которых рациональные подходы прикладных металлогенистов не могут однозначно определить геологически документированные структурно-вещественные комплексы, «ответственные» за первичные концентрации рудного вещества, его перемещения в геологическом пространстве с накоплением на ограниченных участках и многократным ростом содержаний. В первую очередь, это относится к большой группе стратиформных и стратоидных месторождений ряда цветных и благородных металлов, на примере которых В.И.Смирновым была выдвинута идея полихронности-полигенности рудообразования, в свое время активно поддержанная М.Б.Бородаевской и Н.А.Фогельман, а сейчас интенсивно развиваемая Н.К.Курбановым.

Автор склонен полагать, что применительно к таким месторождениям «прорывное» значение имеют модели конвективно-рециклингового и эксфильтрационного рудообразования. Все сложности последнего из названных процессов наглядно демонстрируются в монографии Е.М.Кислякова и В.И.Щеточкина [5], которая, как кажется, не вышла за пределы России. Кроме ряда прочих соображений, эти модели хороши уже тем, что в них «находится место» в рудогенезе тем огромным массам вод, которые размещаются в толщах субмаринных вулканитов и неконсолидированных обломочных (терригенных) отложений и находятся в естественном взаимодействии с ними. Несмотря на то что такие ситуации априори исключают «поиски» рудных флюидов только в магматических телах, а тем более в мантии, столь очевидные явления и построения оказываются за пределами внимания ряда «неоплутонистов». Для создания моделей рудогенеза важны амагматогенные агенты, которые могут активизировать флюидные составляющие литогенной среды и привести их в движение, доминирующие вектора которого оп-



ределяют мобилизацию рудного вещества, его миграцию и поступление в области, благоприятные для разгрузки такого рода «вторичных гидротерм». Заметим, во имя чистоты терминологии, что гидротермы — всего лишь горячие воды, а не только «отщепенцы» флюидных составляющих магматических расплавов.

Каковы же «движители» рудогенеза в упомянутых двух моделях рудогенеза. В конвективно-рециклинговой — это относительно малоглубинные магматические тела — поставщики субмаринных вулканических эффузий, обладающие достаточной энергией для разогрева морских вод, неизбежно проникающих в зоны нахождения подобных тел и столь же неизбежно «изгоняемых» из таких зон под их температурным воздействием, чем, собственно, и определяется существо рециклинга (повторения циклов или обменов).

В случае второй модели человечество как коллективный пользователь минерального сырья должно быть благодарно гравитационному полю нашей планеты, под воздействием которого происходит уплотнение («компактизация») осадков с отжимом вод и миграцией их по проницаемым горизонтам в сторону наименьшего давления. Система вода–порода в таких условиях равновесна лишь в отдельных (в пространственно-временном плане) точках; миграция конседиментационных вод, испытавших тот или иной разогрев в силу воздействия геотермических факторов, сопровождается перемещением «барьера равновесия» — выносом одних элементов и отложением других.

Конвективно-рециклинговая модель рудогенеза, изначально разработанная применительно к субмаринным месторождениям колчеданного семейства, в дальнейшем оказалась приложимой и к ситуациям интрузив-надинтрузивного рудонакопления, подробно исследованного российскими и казахстанскими геологами на примере медно-порфировых месторождений Республики Казахстан. Вместе с тем, соответствующие «стартовые», во многом пионерные, разработки с течением времени не получили ожидаемого и должного развития в СНГ.

К началу 1990 г. под воздействием весьма различных, но достаточно интенсивных факторов активность исследований проблемы колчеданных месторождений в нашей стране существенно снизилась. В то же время исследования современного субмаринного колчеданообразования достигли того уровня накопления описательной (наблюдаемой) информации, который настоятельно требовал синтеза и обобщения. Отча-

сти по этим причинам инициатива в построениях геолого-генетических моделей колчеданообразования перешла к исследователям продуктов современного субмаринного рудогенеза. При этом, к сожалению, проявились принципиальные различия в фактографических, гносеологических и терминологических основах двух различных школ — исследователей древних месторождений (включая поисковиков, первооткрывателей, разведчиков), оперировавших данными по миллионам (!) метров скважин, вскрывших рудные тела и окружающие их породы, и «океанических» геологов-рудников, длительное время располагавших лишь «двумерной» информацией о единичных рудных телах, основу которой составляли данные драгирования, наблюдения из погружаемых аппаратов и опробования «надрудных» факелов (плюмажей) рудоносных растворов.

Эти различия создали нежелательный для развития общей теории рудогенеза разрыв между моделями древнего и современного колчеданообразования. В работах ряда исследователей колчеданных месторождений предпринимались попытки преодоления разрыва путем объективного сравнения обстановок древнего и современного колчеданообразования с анализом причин их сходства и различия, а также выделением некоторых проблем, требующих разрешения [3, 4, 6, 7, 17].

В нескольких работах автора [8, 9] были показаны возможности экстраполяции моделей рудонакопления в субмаринных конвективно-рециклинговых системах за пределы собственно колчеданообразования. В частности, обращалось внимание на то обстоятельство, что «вложение» конвективно-рециклинговых рудообразующих систем в осевые зоны спрединга по упрощенной плейт-тектонической модели логически требует допущения существования разновозрастных колчеданных залежей, в том числе и захороненных вулканитами и осадками, на всем пространстве океанического ложа — от срединно-океанических хребтов до современных зон субдукции [7]. Ставился вопрос о проверке плейт-тектонических построений методами палеометаллогении на основе известного положения В.И.Смирнова о консервативности базальтоидной металлогении, что базируется, в частности, на приуроченности месторождений колчеданного семейства во всем возрастном спектре (от архея до кайнозоя) к достаточно однотипным геологическим формациям.

Тем не менее, созданные для объяснения природы древних колчеданных месторождений

модели субмаринных конвективно-рециклинговых рудообразующих систем с течением времени стали рассматриваться в качестве основы для понимания глобальных металлогенических процессов, сопровождающих формирование и становление океанической коры.

В наиболее концентрированном виде глобальное общеметаллогеническое значение субмаринных конвективно-рециклинговых рудообразующих процессов показано в работах А.П.Лисицына и его соавторов [10–12], в которых спрединговые зоны Мирового океана рассматриваются как звенья единой глобальной рудогенерирующей системы с различными вариантами обстановок и собственно процессов рудонакопления.

В обзорной работе А.П.Лисицына и А.М.Сагалева [10] показано, что такая система может быть представлена как серия тепловых машин, в каждой из которых морская вода на разных уровнях глубин выступает в роли носителя тепла, носителя вещества, а также «холодильника», стабилизирующего тепловой режим нашей планеты. Энергообеспечение циркуляции вод осуществляется за счет магматических тел, а миграция вещества обеспечивается реакциями между разогретыми морскими водами и придонными толщами базальтов. Общая мощность таких машин оценивается в  $(12-17) \cdot 10^{18}$  кал/год [10]. Цитируемые авторы вслед за П.Рона [15] определяют годовой поток вод через базальты океанического ложа в 29–30 млрд. т. Если исходить из этого значения, то все воды Мирового океана проходят через циркуляционные системы многочисленных реакторов за 3–10 млн. лет [10]. При отнесении приведенного выше значения потока вод к общей протяженности спрединговых зон (60 тыс. км) условный среднегодовой расход вод должен составлять около 500 т на каждый метр, что на 2–3 порядка меньше дебитов известных современных субмаринных источников. Соответственно, допускается возможность существования многих еще не обнаруженных источников.

«Производительность» глобальной рудообразующей системы оценивается через массы некоторых элементов, ежегодно выносимых в воды Мирового океана из базальтов: кремния 577, кальция 314, железа 118, марганца 485 млн. т [10]. С учетом данных разных исследователей можно полагать, что общий годовой вынос породо- и рудообразующих элементов составляет около 1,5 млрд. т, т.е. не более 5% годового потока вод в циркуляционных системах.

Выведение на морское дно растворов в определенных условиях сопровождается накоплением

сульфидов в форме пластообразных залежей или линзообразных тел, которые вопреки здравому смыслу не только в зарубежной, но и в отечественной литературе зачастую именуется «холмами», а также «трубами». По данным ряда исследователей [10, 15], на сульфидообразование расходуется не более 3–5% выносимого растворами вещества. Остальные его массы поставляются черными и белыми «курильщиками» в придонные воды. Остаточные растворы, образующие плюмажи и факелы, со временем приходят в равновесие с морскими водами, хотя эти процессы и фазовый состав таких растворов остаются недостаточно изученными.

Фундаментальные последствия такого рода процессов, оцененные, в частности, в работах А.П.Лисицына с соавторами [10, 12], имеют как геохимическое, так и металлогеническое выражение в глобальных масштабах. Прежде всего, при условии геологически достаточной длительности подобного рода процессов именно они должны определять доминирующий солевой состав океанических вод на различных отрезках геологической истории Земли с общей тенденцией к росту концентраций растворенного вещества во времени, к прогрессирующему росту солености Мирового океана. Однако пределы такого роста, очевидно, регулируются процессами галогенеза, в зонах развития которого происходит освобождение морских вод от «избыточных» концентраций таких элементов, как Na, K, Cl, S. По оценкам Г.А.Беленицкой, на разных отрезках фанерозойской истории галогенеза общий объем отложенных солей колебался от 0,2 до 1,4 млн. км<sup>3</sup>. Для периодов наиболее интенсивного галогенеза длительностью около 50 млн. лет расчетная скорость соленакопления может быть оценена в 0,2 км<sup>3</sup> в год.

Разгрузка придонных факелов («плюмажей») растворов под действием комплекса физико-химических факторов сопровождается формированием металлоносных осадков (в первую очередь, железо- и марганецсодержащих) на обширных пространствах океанического дна, что детально рассмотрено в недавней монографии Е.Г.Гурвича [1]. Накопление подобных осадков, вероятно, интенсифицируется в зонах вовлечения (поглощения) морских вод в циркуляционные системы.

Субмаринная конвективно-рециклинговая модель мобилизации, концентрирования и «остаточного рассеивания» ряда рудообразующих элементов с течением времени стала основой построения схем глобального металлогенеза, что

наиболее полно отражено в недавних обобщающих работах А.П.Лисицына и А.М.Сагалевица [10, 12], О.Т.Сорохтина, В.И.Старостина, Н.О.Сорохтина [16], Е.П.Дубинина, С.А.Ушакова [2]. Упомянутые публикации, основанные на результатах исследований как самих авторов, так и многих других геологов, широко использованы нами в нижеследующих формулировках глобальных общеметаллогенических последствий миграции вещества в субмаринных конвективно-рециклинговых системах.

Наиболее существенными представляются следующие базовые положения:

эволюция мантийного вещества за 4 млрд. лет тектонического развития Земли обусловлена интенсивными конвективными потоками с перемешиванием исходного материала, ставшего в итоге относительно однородным и в целом обедненным подавляющим большинством рудообразующих элементов, исключая остаточные концентрации хрома, т.е. хромитов. Следствием этих процессов считается не только обеднение мантийного вещества большинством рудообразующих элементов при отсутствии их локальных скоплений (рис. 1), но и практически полная его обезвоженность — содержание воды не превышает 0,05% [16];

первое положение исключает возможность существования мантийных флюидных потоков, выносящих металлы в области реально наблюдаемого рудонакопления [16]; авторы цитируе-

мых работ для объяснения процессов рудогенеза принимают указанную выше модель ступенчатого концентрирования рудного вещества в земной коре — начальные стадии таких процессов приходится на формирование базальтового слоя в рифтовых зонах океана (океанов);

субмаринные гидротермальные (геотермальные) системы, картируемые по зонам истечения восходящих потоков, выводят более 30% эндогенного тепла Земли при интенсивности водообмена 2300 км<sup>3</sup>/год [16];

в конвективно-рециклинговых системах осуществляется тепло- и массообмен в глобальных масштабах; при этом только часть мигрирующих элементов связывается в новообразования в измененных породах и рудных телах, а остальные выводятся так называемыми плюмажами (факелами) в океанические воды [11]; вследствие этого так или иначе должны происходить изменения состава океанических вод, в которые выносятся кремнезем, кальций, магний, натрий и калий, частично, как хорошо известно, накапливающиеся в эвапоритах окраинно-континентальных бассейнов;

решающая роль в сульфидообразовании на дне океана отводится сероводороду, формирующемуся не только за счет мантийной серы, но и за счет сульфатов морской воды (главным образом), восстанавливаемых при реакциях с металлом, который генерируется при гидратации океанической коры [16];

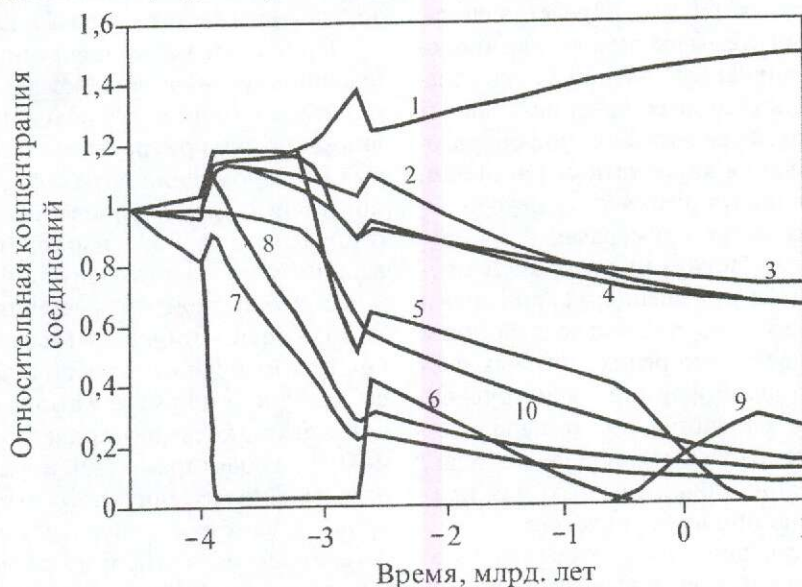


Рис. 1. Эволюция химического состава конвектирующей мантии в относительных концентрациях (за единицу принята концентрация элемента в первичном веществе Земли), по [16]:

1 — SiO<sub>2</sub>, MgO, CaO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Na<sub>2</sub>O; 2 — Pb (в сумме, мантия+кора); 3 — H<sub>2</sub>O; 4 — K<sub>2</sub>O; 5 — FeO; 6 — Fe (и другие сидерофильные элементы); 7 — U; 8 — Th; 9 — Fe<sub>3</sub>O<sub>4</sub>; 10 — «ядерное вещество» — железо и оксиды железа в пересчете на Fe<sub>2</sub>O

широкая гамма рудообразующих металлов, выводимых на океаническое дно, в еще неизвестных пропорциях распределяется между участками рудонакопления на выходах источников, зонами их периферии (металлоносные «ореольные» океанические осадки), а также «надрудными» водами (металлоносные факелы над источниками, мигрирующие в придонных водах с неизвестными пока закономерностями); достаточно очевидна возможность выведения этих факелов на фланги бассейнов (особенно в зонах рассеянного спрединга) с миграцией и осаждением по модели апвеллинга в прибрежно-морских обстановках;

на стадии субмаринного рифтообразования, кроме массивных колчеданных руд, возникают зоны разнообразного концентрирования рудного вещества, которое при тектономагматических процессах на континентальных окраинах вовлекается в последующие процессы обогащения корового материала, а также выноса и накопления при собственно континентальных (коровых) рудообразующих процессах [8, 16]; для последних также допускается флюидообеспечение систем за счет водонасыщенных отложений как по эксфильтрационной модели, так и по «континентальным» вариантам конвективно-рециклинговой модели [16].

Изложенное вовсе не исчерпывает возможные варианты миграции и мобилизации рудного вещества, изначально поступающего из конвективно-рециклинговых систем. Представляется, что именно такие системы выступают как «родоначальницы» первичных скоплений многих элементов в осадочных толщах континентальных склонов и шельфов, а также в зонах рифтообразования и формирования карбонатных платформ. Это положение иллюстрируется далее некоторыми наиболее наглядными примерами.

Выше уже говорилось, что следствием процессов экстракции, перемещения, накопления и рассеивания рудного вещества под воздействием субмаринных конвективно-рециклинговых систем является не только формирование рудных тел колчеданного семейства, но и начальное концентрирование ряда металлов в породах, участвующих в принципиально иных, как правило, более поздних процессах рудогенеза.

Вполне вероятно вовлечение вещества плюмажей в восходящие потоки морских вод по модели апвеллинга. Допускается поступление рудного вещества не только в донные металлоносные отложения, но и в краевые части формирующихся карбонатных платформ, включая зоны рифтообразования и циановых водорослевых матов.

Соответствующие реакции осаждения рудного вещества обеспечивают его начальное концентрирование (первичную рудоносность), чем создаются исходные предпосылки для формирования руд в континентальных условиях по эксфильтрационной, плутоногенной рециклинговой и метаморфогенно-гидротермальной моделям.

В обзорной статье Ф.Р.Лихта [13] проанализированы причины и условия концентрирования золота в углеродсодержащих приконтинентальных отложениях (включая аналоги черносланцевых толщ), рассматриваемых в качестве первоисточников металлов для эксфильтрационных и метаморфогенно-гидротермальных месторождений. Среди обстановок, наиболее благоприятных для начального накопления рассеянных концентраций золота, Ф.Р.Лихт выделяет апвеллинговые зоны повышенной биопродуктивности. Этим исследователем допускается перенос золота в форме хлор-ионов с последующим образованием металлоорганических соединений. Уместно вспомнить малоизвестные работы Р.А.Амосова (ЦНИГРИ), которому удалось получить уникальные фотографии замещения золотом различных микрофоссилий, скорее всего, входивших в биоту циановых матов. В числе источников питания Ф.Р.Лихт рассматривает субмаринные выходы низкотемпературных газово-водных терм («вентинг»). Отмечается также обогащенность илов приконтинентальных впадин сероводородом, с чем связывается образование золотосодержащих дисульфидов железа.

При анализе металлогении андезитоидных вулканоплутонических поясов Анд, Кордильер и Юго-Восточной Европы [9] было обращено внимание на приуроченность свинцово-цинковых месторождений (стратиформных и в различной степени регенерированных) к однотипным отложениям карбонатных платформ, сформировавшихся на флангах спрединговых зон, в том числе и в регионах с рассеянным спредингом. Это также может быть объяснено первичным накоплением рудного вещества за счет разгрузки субмаринных плюмажей в зонах апвеллинга. Такой подход косвенно поддерживается данными Ф.Пула с соавторами [20], показавшими, что на определенных литолого-стратиграфических уровнях кембрия, силура и девона на Северо-Американской платформе располагаются неоднократно повторяющиеся слои, а также горизонты с повышенными концентрациями V, Mo, Ni, Cu, Zn, Ag. Обширные ареалы подобной металлоносности приурочены к восточным флангам спрединговых зон соответствующих периодов.

Более конкретные доказательства подобной пространственно-временной сопряженности продуктов рудонакопления в разных обстановках, а именно месторождений цветных металлов различной рудно-формационной принадлежности, содержатся в недавней работе коллектива североамериканских исследователей [18]. Дж.Нелсон с соавторами проанализировали пространственно-временные связи месторождений цветных металлов на территории Канадских Кордильер, где они располагаются цепочечно, образуя протяженные тренды северо-западного простирания. В поперечном направлении (по нормали к границе континента) устанавливаются отчетливо выраженные металлогенические ряды. Эти ряды с юго-запада на северо-восток образуют девонско-миссисипские колчеданные месторождения вулканогенной ассоциации (VHMS) и колчеданные месторождения в вулканогенно-осадочных и осадочных толщах (SEDEX), а также стратиформные свинцово-цинковые месторождения миссисипского типа (MVT) в карбонатных отложениях перикратонного прогиба (рис. 2). На всем протяжении рассматриваемой террито-

рии, особенно в ее юго-восточной части, обнаруживается парное расположение групп MVT и SEDEX. При этом в районе трога Кечика месторождения MVT удалены от месторождений SEDEX к востоку менее чем на 1 км, а по стратиграфическому разрезу — примерно на 100 м [18].

Дж.Нелсон с соавторами для девонско-миссисипского времени реконструируют в рассматриваемом регионе надсубдукционные внутридуговые (с VHMS) и задуговые (с SEDEX) рифты, сопрягающиеся с перикратонными прогибами. В последних локализованы месторождения и рудопроявления MVT; на некоторых площадях развиты зоны доломитизации (включая «зебра-доломиты») с вкрапленностью галенита и сфалерита. Для всех этих образований характерна близость состава рудоносных флюидов при их температурном диапазоне 87–154, 92–178°C (по разным источникам). В рудах SEDEX по флюидным включениям установлены более высокие температуры.

Пространственная и временная сопряженность месторождений разных типов, выявленная по геологическим признакам, подтверждается гео-

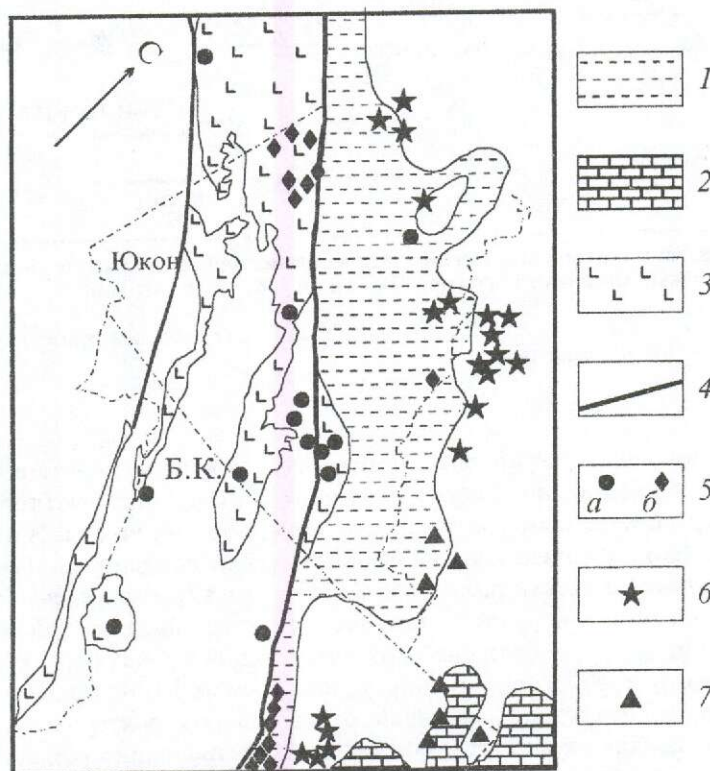


Рис. 2. Схема размещения месторождений Cu, Zn, Pb в Канадских Кордильерах, по [18] с упрощениями:

1 — силурийско-девонские отложения перикратонного бассейна; 2 — девонский карбонатный фронт под более молодыми отложениями; 3 — девонско-миссисипские вулканогенные, осадочно-вулканогенные и осадочные толщи островодужной ассоциации; 4 — разлом Тинтина; 5 — девонско-миссисипские месторождения колчеданного семейства: а — вулканогенной ассоциации (VHMS), б — в осадочных толщах (SEDEX); 6 — свинцово-цинковые месторождения миссисипского типа; 7 — проявления Pb-Zn минерализации

хронологическими датировками (рис. 3). Обоснованные по комплексу данных генетические связи рассматриваемых месторождений объясняются двумя возможными моделями рудогенеза.

Первая из них допускает существование ветвей конвективно-рециклинговых систем с вос-

тонных прогибов по модели апвеллинга.

В рассматриваемых аспектах весьма показательна работа Р.П.Илчика и М.Д.Бэртона [18], в которой обосновывается амагматогенное происхождение золоторудных месторождений типа Карлин. Предложена модель формирования

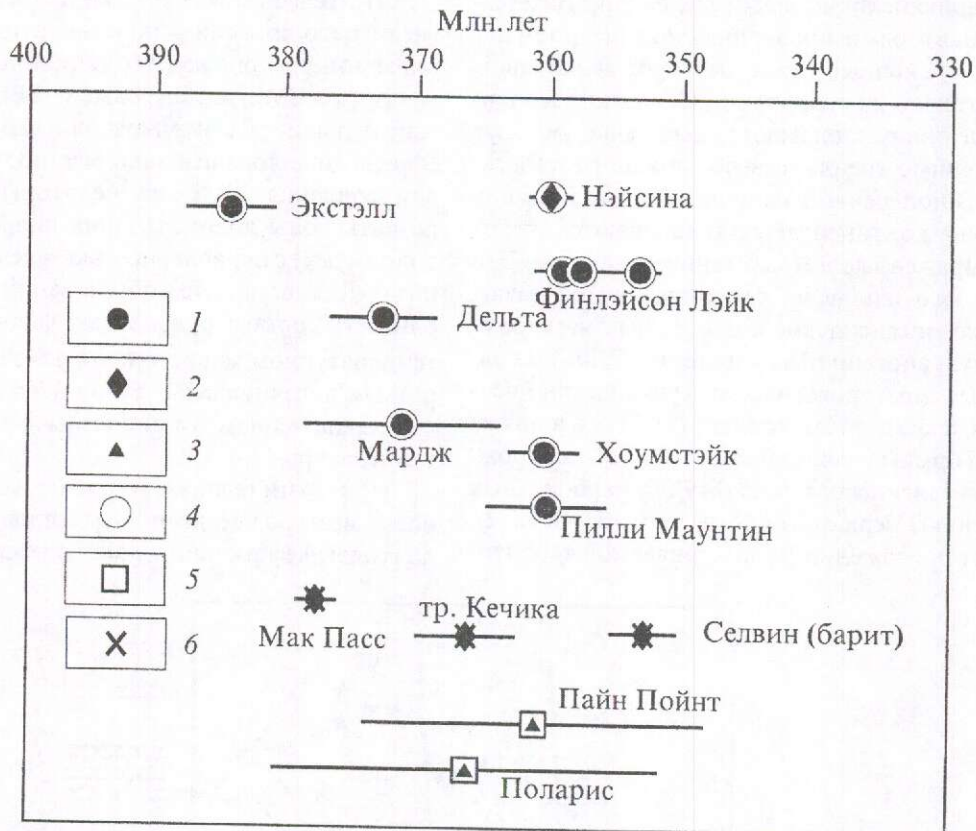


Рис. 3. Сопоставление геохронологических датировок месторождений колчеданного семейства (VHMS и SEDEX) и свинцово-цинковых миссисипского типа (MVT), по [18] с упрощениями:

месторождения: 1 — VHMS, 2 — SEDEX, 3 — MVT; методы определения абсолютных возрастов: 4 — по циркону, 5 — Rb-Sr, 6 — по конодонтам

хождением рудоносных растворов в отложения перикратонных бассейнов по пологим разломам или по высокопроницаемым горизонтам обломочных пород. Вторая модель (эксфильтрационная) исходит из возможности высвобождения и восходящей миграции флюидов при усадке («компактизации») пород бассейна. Принятие последней модели требует объяснения происхождения рудного вещества, находившегося в отложениях до начала эксфильтрационной мобилизации. Представляется наиболее вероятным отнести начальные концентрации металлов к процессам их выноса субмаринными гидротермальными плюмажами на фланги колчеданосных рифтов — во внешние части перикра-

скоплений золота в осадочных (преимущественно карбонатных) толщах в связи с миграцией метеорных вод через отложения, несущие рассеянные концентрации металла. В качестве источника энергообеспечения рудогенеза рассматривается повышенный тепловой поток, возникающий в зонах растяжения земной коры. В цитируемой работе приведен комплекс физико-химических характеристик рудообразующих флюидов и проанализировано их взаимодействие с породами различного состава. По оценкам авторов, обломочные породы, рассматриваемые как источники рудного вещества, содержат от 135 до 300 мг/т Au, а растворы расчетного состава могут нести до 3 мг/т этого металла. Рудонакопле-

ние обеспечивается многократным обменом вод в рециклинговой системе с разгрузкой флюидов в зоне рудонакопления.

Как известно, месторождения группы Карлин в США располагаются в отложениях палеозойского перикратонного бассейна. Наиболее вероятным источником металлов, накапливавшихся в отложениях, которые питали рудообразующую систему, можно считать продукты рассеивания субмаринных гидротермальных плюмажей, которые под воздействием механизма апвеллинга попадают в прибрежно-морские фации.

Приведенные примеры, свидетельствующие не только о широких металлогенических последствиях субмаринных гидротермальных процессов, но и о многоступенчатом концентрировании рудного вещества под воздействием различных по природе геологических процессов, следует дополнить новыми данными по золотоносности триасовых отложений провинции Сычуань в Китае. За последнее десятилетие на северо-западе этой провинции в осадочных толщах среднего-позднего триаса были открыты и детально изучены многочисленные месторождения золота, руды которых обладают всеми признаками сингенетичного накопления с частичной последующей ремобилизацией и переотложением под воздействием собственно тектонических процессов. Обобщенные описания этих месторождений содержатся, в частности, в работах авторских коллективов 2002 г. [19, 21].

С.Гу с соавторами [19] полагает, что данные месторождения близки к так называемому карлинскому типу. Показано, что слабо метаморфизованные турбидитные рудовмещающие толщи состоят из ритмично переслаивающихся известковых песчаников, аргиллитов и алевролитов. Рудная минерализация контролируется пачками, отличающимися высоким содержанием органического вещества и развитием диагенетического пирита. Пласто- и линзообразные рудные залежи подчинены стратификации и прослеживаются по простиранию на сотни метров. Распределение пирита в ряде случаев подчиняется градационной слоистости. Собственно сингенетичные руды характеризуются тонким переслаиванием сульфидов (пирит, арсенопирит, реальгар, стибнит) с обломками кварца, кварцитов и скоплениями графита. В зонах деформаций установлены переходы этих руд в тонкопрожилковые и штокверковые с ростом содержания золота. С.Гу и его коллеги определяют обстановку осадконакопления и первичного рудоотложения как отвечающую подводному (субмаринному)

конусу выноса. При этом поступление рудного вещества связывается с деятельностью конвективно-рециклинговых систем в задуговом прогибе интенсивного осадконакопления. Распределение отложенного рудного вещества контролируется рельефом морского дна (депрессиями) при пульсационном поступлении растворов.

Эта ситуация подобна ранее описанной обстановке рудоотложения в бассейне Гуаймас Калифорнийского залива и отвечает модели периодического подавления активности питающих источников лавинным осадконакоплением, которая демонстрировалась в ряде работ автора данной статьи. Вместе с тем, палеогеографическая обстановка золотоносных отложений провинции Сычуань допускает возможность поступления рудного вещества из относительно удаленных «курильщиков» по схеме апвеллинга.

Из результатов детальных исследований рудного вещества, отраженных в работах С.Гу и Дж.Лю с соавторами [19, 21], следует возможность поступления рудного вещества в зоны накопления в собственно минеральных формах (тонкие взвеси, а не растворы или рассолы). Наиболее ранние пириты слагают сфероиды размером 5–50 мкм, а размер микрокристов варьирует от 0,1 до 3 мкм. При этом сульфидные агрегаты обладают градационной слоистостью при частой ассоциации с тонкими тяжелыми «обломочными» минералами, такими как турмалин, рутил, титанит, циркон. Сибнит, присутствующий в рудах, обычно образует ритмично повторяющиеся тонкие слойки при чередовании с такими же обособлениями агрегатов пирита, реальгара, арсенопирита, шеелита, а также скоплениями нерудных минералов. Эти данные подтверждают воздействие гравитационного эффекта на распределение рудообразующих минералов при формировании первичных стратиформных залежей.

Дж.Лю и его соавторы [21], исследовавшие руды сычуаньских месторождений весьма тонкими методами, вынесли в название своей статьи слова «механическая транспортировка рудообразующего вещества» (смысловой перевод). В рудах указанных месторождений они обнаружили микросферулы, которые по особенностям состава ими отнесены к космической «пыли», поступавшей на определенные литолого-стратиграфические уровни и перераспределявшейся (переносившейся) механическим путем. Не оспаривая права цитируемых авторов на такую достаточно экзотическую интерпретацию, хотелось бы привлечь внимание к достижениям бы-

тро развивающейся наноминералогии (фуллерены и фуллериты), стержневые направления которой были рассмотрены М.И.Новгородовой [14]. Для существа данной статьи представляются важными те выводы китайских исследователей, которые обосновывают привнос и накопление рудного вещества в твердофазных (минеральных) формах. Этим снимаются многие возможные ограничения стабильности состава рудонесущих придонных морских вод, мигрирующих от «курильщиков» в зоны апвеллинга и разгружающихся в последних.

В заключение хотелось бы привлечь внимание к весьма очевидным гносеологическим аспектам проблемы источников вещества рудных месторождений. Классические основы геологии не только допускают, но и признают участие собственно корового материала в повторяющихся циклах формирования земной коры: разрушение кристаллических пород — накопление обломочного материала и его диагенез — метаморфизм собственно осадочных толщ вплоть до гранитизации... и вновь деструкционные процессы. Вряд ли разумно выводить из этой цепи превращений, рассеивания и концентрирования рудогенное вещество, «погружая» источники рудного материала на недостижимые для познания глубины нашей планеты. Правда, такие подходы могут быть столь же интересными, как предположение геологов Китая о космической золотоносной пыли. Однако эта «завлекательность» лежит вне сферы прикладной металлогении, прошлые достижения которой составляют основу современной экономики как Республики Казахстан, так и Российской Федерации.

Базовые положения данной статьи в той или иной мере демонстрируют существо работ ЦНИГРИ по созданию системы моделей месторождений благородных и цветных металлов и подготовки ряда соответствующих монографий, издание которых завершается в 2003 г.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гурвич Е.Г. Металлоносные осадки Мирового океана. — М.: Научный мир, 1998.
2. Дубинин Е.П., Ушаков С.А. Гидротермальная конвекция и металлогения рифтовых зон срединно-океанических хребтов // Известия секции наук о Земле РАЕН. 2001. № 6. С. 27–34.
3. Ельянова Е.А. Состояние проблемы колчеданообразования // Отечественная геология. 1999. № 2. С. 66–70.
4. Злотник-Хоткевич А.Г. Древние и современные колчеданные руды: черты сходства и отличия // Зап. ВМО. 1987. Ч. 116. Вып. 5. С. 574–585.
5. Кисляков Е.М., Щеточкин В.И. Гидрогенное рудообразование. — М.: ЗАО «Геоинформмарк», 2000.
6. Краснов С.Г., Ельянова Е.А. Сравнительный анализ современного и древнего колчеданного рудообразования // Геология рудных месторождений. 1990. № 4. С. 76–88.
7. Кривцов А.И. Обстановки и условия древнего и современного колчеданообразования // Геология рудных месторождений. 1987. № 3. С. 3–17.
8. Кривцов А.И. Прикладная металлогения. — М.: Недра, 1989.
9. Кривцов А.И. Металлогения андезитовидных вулканоплутонических поясов. Ч. II. — М.: ЦНИГРИ, 1999.
10. Лисицын А.П., Сагалевич А.М. Главное открытие в океане // Наука в России. 2001. № 1. С. 15–25.
11. Лисицын А.П. Современные гидротермальные системы Мирового океана // Смирновский сборник-2000. М., 2000. С. 32–75.
12. Лисицын А.П., Богданов Ю.А., Гурвич Е.Г. Гидротермальные образования рифтовых зон океана. — М.: Наука, 1990.
13. Лихт Ф.Р. Условия концентрации тонкого золота в приконтинентальных морских отложениях (о седиментационной модели черносланцевого типа) // Тихоокеанская геология. 2001. Т. 20. № 5. С. 31–34.
14. Новгородова М.И., Генералов М.Е., Булаева Е.Ю., Жуклистов А.Н. Состав и структурное состояние углеродистого вещества в минерализованных терригенно-осадочных толщах // Отечественная геология. 1999. № 1. С. 33–38.
15. Рона П. Гидротермальная минерализация областей спрединга в океане. — М.: Мир, 1986.
16. Сорохтин О.Т., Старостин В.И., Сорохтин Н.О. Эволюция Земли и происхождение полезных ископаемых // Известия секции наук о Земле РАЕН. 2001. № 6. С. 5–25.
17. Сравнительная типизация обстановок формирования современных и древних колчеданных руд // С.Т.Агеева, Е.А.Ельянова, А.Г.Злотник-Хоткевич и др. // Металлогения современных и древних океанов. М., 1992. С. 147–155.
18. Canadian Cordilleran Missisipi Valley-type deposits: a case for devonian-missisipian backarc hydrothermal origin / J.Nelson, S.Paradis, J.Chistensen, J.Gabites // Econ. Geol. 2002. Vol. 97. P. 1013–1036.
19. Gu X.X., Liu J.M. et al. Syngenetic origin for the sediment-hosted disseminated gold deposits in NW Sichuan, China: ore fabric evidence // Ore Geology Reviews 22. 2002. P. 91–116.
20. Latest Precambrian to latest Devonian time; development of continental margin / F.G.Pooler, J.H.Steward, A.R.Palmer et al. // The Geology of North America. The Cordilleran orogen: Conterminous U.S. 1992. Vol. G-3. P. 9–56.
21. Liu J., Zheng M. et al. Mechanical transport of metallogenic materials in endogenic hydrothermal solutions: evidence from the microspherules in micro-disseminated gold deposits, northwestern Sichuan, China // Ore Geology Reviews 22. 2002. P. 1–16.



# СТРОЕНИЕ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ



УДК 553.411 (571.56)

© Коллектив авторов, 2003

## АРКАЧАНСКОЕ ЗОЛОТОРУДНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ, ЗАПАДНОЕ ВЕРХОЯНЬЕ

**В.В.Аристов, М.М.Константинов, Г.Ю.Орлова, К.В.Соловьев (ЦНИГРИ МПР России), В.Н.Соловьев, Н.Э.Тямисов, Н.П.Задорожный, Г.Д.Золотилина (ГУГПП «Ян-геология» МПР России), В.И.Устинов (ГЕОХИ РАН)**

*Аркачанское месторождение, расположенное на восточном склоне Верхоянского хребта, принадлежит к золото-кварцевой формации и представлено кварцевыми, кварц-сульфидно-карбонатными и кварц-карбонатными вкрапленно-прожилковыми зонами мощностью до 50–100 м, залегающими в верхнекаменноугольной–нижнепермской терригенной толще верхоянского комплекса. Преобразования терригенных пород относятся к стадии метазенеза от начального до глубинного. Рудоносные зоны сопряжены с продольными и поперечными сколовыми структурами, сопровождающимися повышенной трещиноватостью и метасоматическими изменениями пород. Золоторудные тела внутри рудных зон выделяются по данным опробования. Устанавливается многостадийный характер золотого оруденения, спецификой которого на ранних стадиях является ассоциация золота с арсенопиритом, а на поздних — с минералами висмута. Золотое оруденение накладывается на ранний широко проявленный процесс образования кварц-карбонатных прожилков.*

Аркачанское месторождение принадлежит к золото-кварцевой формации и представлено вкрапленно-прожилковыми и жильно-прожилковыми зонами в верхнекаменноугольно-нижнепермской терригенной толще верхоянского комплекса. Месторождение расположено на восточном склоне Верхоянского хребта в 230 км к юго-западу от пос. Батагай.

Освоение рудных объектов в Западном Верхоянье требует крупных капиталовложений, так как в районе не существует развитой инфраструктуры. Тем не менее, особенности геологического строения Верхоянского золоторудного района, наличие в его пределах многочисленных проявлений коренного золота, а также серебра свидетельствуют о значительном потенциале территории. В пределах Западного Верхоянья, до недавнего времени, не было известно крупных золоторудных объектов. В 1978 г. работами под руководством Ю.В.Сафонова в центральной части Верхоянского хребта установлена зо-

лотоносность зон прожилкования, а в 1991 и 2000–2001 гг. под руководством В.Н.Соловьева и Н.П.Задорожного подтверждено наличие месторождения золота с промышленными содержаниями и значительными перспективами.

Изучение условий образования и особенностей локализации месторождения Аркачан может иметь существенное значение для расширения минерально-сырьевой базы золота в считавшихся ранее слабозолотоносными районах Верхоянской металлогенической провинции.

**Позиция месторождения в региональных структурах.** Верхоянская металлогеническая провинция характеризуется широким развитием месторождений и рудопроявлений золото(мышьяковисто)-сульфидной (месторождения Кючус, Нежданинское, Бадран и др.), золото-кварцевой (Дуэт-Бриндакит), касситерит-сульфидной, серебро-свинцовой и ртутно-сурьмяной формаций, определяющих металлогенический профиль этой территории. В тектоническом пла-

не провинция относится к Верхоянскому складчато-надвиговому поясу, вытянутому вдоль северо-восточной окраины Сибирской платформы на 2500 км при ширине до 500 км. Продольные антиклинории в его западной части (Хараулахский, Орулганский, Куранахский и Бараинский) объединены в Западно-Верхоянский сектор (мегантклинорий). На востоке пояса выделяется Адыча-Эльгинская зона поднятий. Между этими структурами расположен Сартангский синклинорий, сменяющийся к югу Южно-Верхоянским. Восточным ограничением пояса служит Адыча-Тарынская зона разломов, западным — Западно-Верхоянская система фронтальных надвигов.

Выделяемый нами Западно-Верхоянский рудный район находится в пределах Западно-Верхоянского мегантклинория в Западно-Верхоянской металлогенической области (Ag, Au, Sb, Sn, Mo, Cu) [8]. Металлогеническая область сложена каменноугольными и пермскими, в меньшей мере триасовыми и юрскими породами верхоянского терригенного комплекса: слабо метаморфизованными алевролитами, песчаниками, аргиллитами. В генетическом отношении это прибрежно-морские дельтовые и шельфовые отложения, к востоку фациально замещающиеся турбидитами и глубоководными черносланцевыми толщами. На площади распространены долгоживущие разломы северо-восточного простирания (Вилуйско-Полоусная система разломов, по К.Б. Мокшанцеву и др. [2]). Вдоль разломов линейные области гранитизации от Главного Колымского пояса гранитоидов распространяются в глубь континента. Общая ориентировка гранитоидных массивов близка к простиранию системы разломов.

Верхоянский рудный район расположен в восточном крутом крыле Куранахского антиклинория и имеет тектонические границы. С северо-востока и юго-востока ограничен зонами глубинных долгоживущих разломов (Собопольского и Северо-Тирехтяхского), с востока — восточной частью зоны Восточно-Верхоянского разлома, с запада — зоной Кыгылтасского разлома, совпадающих с общим простиранием мегантклинория. Эти системы разрывов отделяют сегментный блок, за пределами которого количество рудопроявлений резко уменьшается.

Верхоянский рудный район протягивается почти на 160 км при ширине 50–80 км (площадь около 12 800 км<sup>2</sup>) (рис. 1). В его пределах известны крупное серебро-свинцовое Мангазейское месторождение, золото-кварцевое месторожде-

ние Аркачан, мелкие месторождения серебро-полиметаллической (Нюэктаминское рудное поле), касситерит-сульфидной (Имтанджинское) формаций, а также многочисленные рудопроявления золото-полисульфидно-кварцевой, олово-серебряной и молибденит-кварцевой формаций.

**Основные геологические формации.** Наиболее древние выходящие на поверхность породы — отложения долинно-веерной системы конусов выноса котловинного морского бассейна позднепалеозойской группы формаций, объединявшиеся ранее [12] в единую формацию. К этой группе нами относятся каменноугольно-пермские песчано-глинистая (преимущественно отложения турбидитных потоков на континентальном склоне), глинистая (относительно глубоководные отложения) и конгломерат-песчанистая (отложения мелководья и русловых турбидных потоков) формации.

Характерные особенности пород *песчано-глинистой формации* — хорошая сортированность обломочного материала, часто встречаемая косая слоистость, чередование песчаных и глинистых прослоев, наличие ритмически построенных толщ, отсутствие мощных пачек монотонного состава. В состав формации входят следующие свиты: имтанджинская (средний карбон), нижнекыгылтасская подсвита (верхний карбон), хабахская и тумаринская (нижняя-верхняя пермь). Каждая свита сложена внизу алевропелитовыми, а сверху песчано-алевролитовыми образованиями. Формация включает фации отложений заливно-лагунного мелководья, прибрежного мелководья и межавандельтовых пространств (алевроито-песчаные слабоглинистые и известковистые осадки), глубоководные песчано-алевроито-глинистые осадки суспензионных потоков, песчано-зерновых потоков и подводно-оползневых накоплений вблизи каньонов и крутых окраин подводно-дельтовых конусов и глинисто-алевролитовые осадки авандельт. С запада на восток возрастает количество тонкозернистых осадков фаций склонов и глубоководных западин морского бассейна, полностью исчезают отложения аллювия и подвижного мелководья. Суммарная мощность пород формации составляет более 6000 м.

*Глинистая формация* (выделена А.В. Вихертом [1]) включает эчийскую свиту (нижняя пермь). В ее составе преобладают алевропелитовые, насыщенные органическим углеродом осадки удаленных от побережья участков стабильной седиментации. В разрезе отмечается слабо проявленная ритмичность осадков.

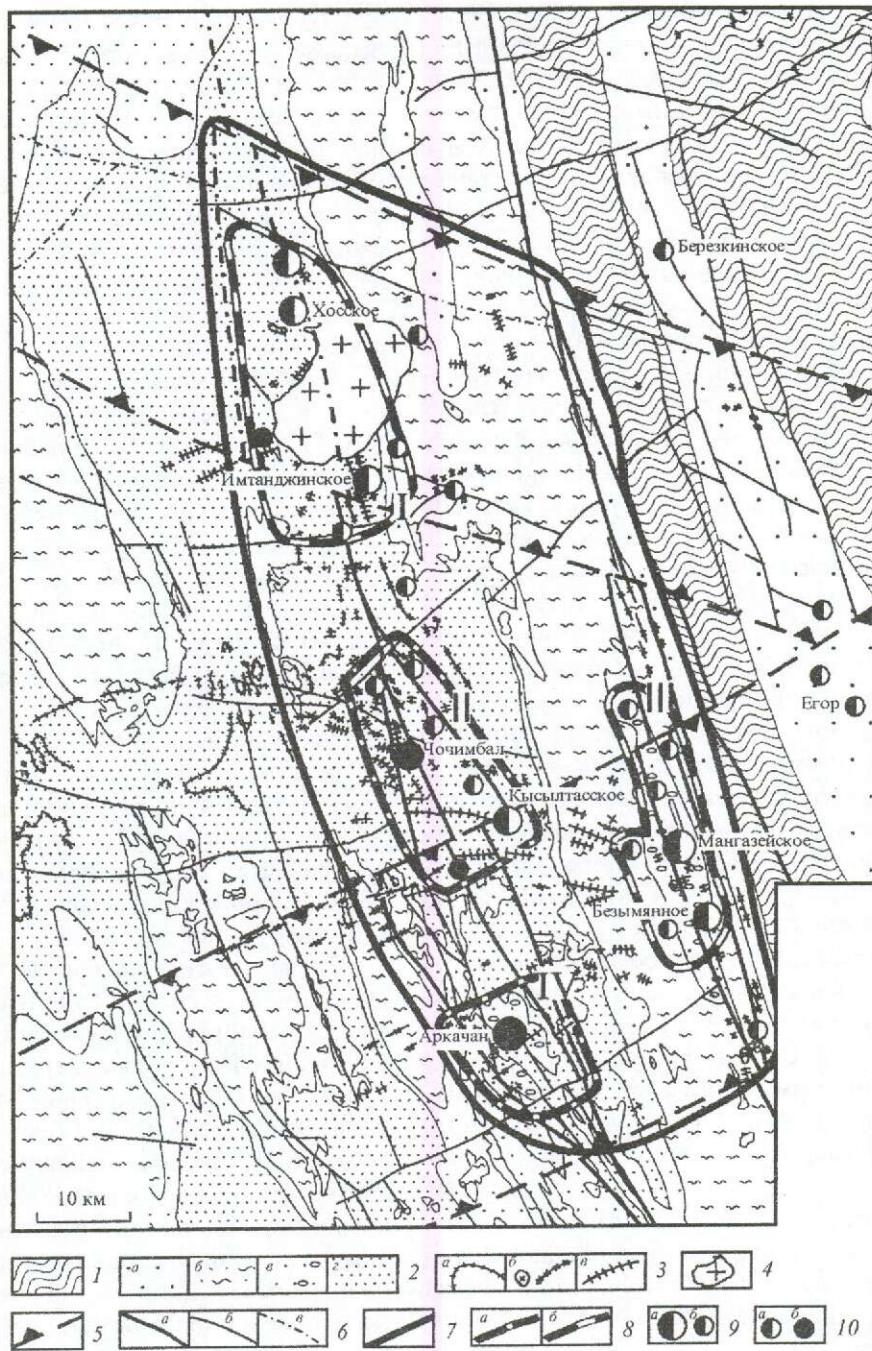


Рис. 1. Схема строения Западно-Верхоянского рудного района:

1 — раннемезозойская группа формаций умеренно глубоководных отложений миогеосинклинального прогиба (песчано-глинистая и конгломерат-песчаная); 2 — позднепалеозойская группа формаций отложений конусов выноса морского бассейна (а — ранне-позднепермская песчано-глинистая, б — раннепермская глинистая, в — позднекаменноугольно-раннепермская конгломерат-песчаная (дополнительный крп указывает на появление в разрезе динамических фаций), г — каменноугольные флишеидные песчано-глинистая и конгломерат-песчаная); 3 — интрузивные образования: 3 — силлы, дайки и штоки (а — пермско-триасовые трапповой формации, б — ранне-поздне меловые диорит-гранодиорит-гранитной формации среднего состава, в — то же, кислого состава); 4 — раннемеловые интрузии гранодиорит-гранитной формации; 5 — зоны сгущения разрывных нарушений северо-западного (Собопольский разлом) и северо-восточного (Северо-Тирехтяхский разлом) простирания; 6 — разрывные нарушения (а — ограничивающие сколовые зоны субмеридионального простирания — Кысылтасский и Ньюэктаминский разломы, б — прочие, в — предполагаемые); 7 — контуры рудного района; 8 — контуры рудных узлов (а — золоторудных, б — серебрянорудных); 9 — месторождения (а) и рудопроявления (б); 10 — рудные формации (а — серебро-полиметаллическая, б — золото-кварцевая); рудные узлы: I — Хобойоту-Эчийский, II — Ньюэктаминский, III — Мангазейский, IV — Аркачанский

*Конгломерат-песчанистая формация*, выделенная нами на основании полевых наблюдений и анализа стратиграфических колонок, включает породы солончанской свиты (средний–верхний карбон), верхнекыгылтасской подсвиты и хорокытской свиты (нижняя пермь), а также деленджинской и дулгалахской свит (верхняя пермь). В состав формации входят динамические [9] фации: песчанистые подвижного мелководья (в том числе ихнитолиты — продукты переработки ила подвижными организмами) и русловые турбидных потоков. Часто встречаются фаунистические остатки, отмечаются значительная изменчивость отложений по латерали, невыдержанность отдельных горизонтов по мощности, прослой и горизонты конгломератов, выклинивание слоев, косая и волнистая слоистость. Локальные несогласия и частичный размыв на границе каменноугольно-пермских отложений (в районе Мангазейского месторождения) фиксируются по появлению в разрезе обломочных ракушечников, пород, насыщенных ходами илоедов, интенсивно биотурбированных образований. К западу от рудного района на сходных стратиграфических уровнях развиты песчано-глинистые осадки фонового осадконакопления, иногда с примесью вулканогенного материала. Таким образом, проявления конгломерат-песчанниковой формации в пределах рудного района, вероятно, отражают локальное поднятие внутри бассейна осадконакопления и возможные конседиментационные блоковые перемещения по продольным разломам в его пределах. Наряду с серебро-свинцовым Мангазейским месторождением, к породам этой формации приурочено и характеризующее Аркачанское месторождение золота.

К раннемезозойской группе формаций относятся умеренно глубоководные образования миогеосинклинального прогиба (раннемезозойская формация умеренно глубоководных образований Палеоверхояно-Индибирского миогеосинклинального прогиба, по О.В.Япаскурту), развитые в пределах района ограниченно и залегающие на подстилающих трансгрессивно, после перерыва в осадконакоплении, приходящегося на этап пермтриасовой тектонической активизации. Начало накопления осадков совпало со слабыми вспышками вулканизма. Ось прогиба депрессионной палеоструктуры была смещена к востоку относительно оси позднепалеозойского Палеоверхоянского прогиба. В восточной части прогиба в составе песчано-глинистой формации преобладают темноцветные, насы-

щенные  $S_{орг}$  глинистые осадки удаленных от побережья участков морского бассейна с подчиненными им глинисто-алевролитовыми отложениями суспензионных потоков. Они ритмично чередуются в разрезе с фациями относительно мелководных песчаных отложений, которые тяготеют к верхам индского, оленекского, анизийского и карнийского ярусов. В западном направлении роль мелководных образований возрастает. Суммарная мощность отложений формации около 3 км.

Наиболее мелководные отложения объединены в конгломерат-песчаниковую формацию. К ней в пределах рудного района отнесены среднетриасовые (ладинские) и верхнетриасовые (верхненорийские) песчаники с линзами и прослоями конгломератов.

Магматические образования представлены пластовыми и дайковыми телами основного состава и единичными интрузивами гранит-гранодиоритового ряда, наиболее крупным из которых является Хобойоту-Эчийский массив, расположенный в северной части рудного района. Гранитоидные интрузивы сопровождаются дайковыми телами аналогичного состава.

По химическому и минеральному составу, особенностям структурного положения на изученной территории выделены три магматические интрузивные формации.

*Трапповая формация* представлена дайками и силлами базальтов и андезитобазальтов, приуроченных к определенному стратиграфическому уровню. Пластовые интрузии и дайки не выходят за пределы отложений солончанской свиты верхнего карбона и вместе с ними смяты в складки. По данным большинства исследователей Западного Верхоянья, эти дайки сходны или аналогичны по петрохимическим показателям и внешнему облику с триасовыми породами трапповой формации, проявленными в Приверхоянском прогибе (верхоянский комплекс). Отдельные определения абсолютного возраста  $238 \pm 4$  млн. лет (К-Аг [10]) не противоречат триасовому возрасту пород формации.

*Диорит-гранодиорит-гранитная формация* представлена малыми телами тоналит-гранодиоритового и плагиогранит-гранитного составов позднеюрского–поздне мелового возраста (адычанский комплекс), которые сопровождаются продольными (северо-западными) и поперечными (субширотными) сериями даек диабазов, андезиодацитов, диоритовых порфиритов, андезитов, вогезитов, керсантитов, субщелочных гранитов. К этой формации относятся штокооб-

разный Эндыбальский массив, сложенный гранодиоритами и экструзивными брекчиями среднего и кислого составов и Кыс-Кюэльский шток диоритового состава. Слабоизмененные дайки лампрофиров отмечены в пределах Чочимбальского рудного поля. Возраст наиболее древних даек лампрофиров  $124 \pm 0,6$  млн. лет, даек кварцевых диоритов  $121,2 \pm 1,2$  млн. лет (барремский век раннего мела), диоритов Кыс-Кюэльского массива и гранодиоритов Эндыбальского штока  $97,8 \pm 0,6$  и  $98,7 \pm 1$  млн. лет (альбский век раннего мела) [13].

Более поздние (мел-палеогеновые) проявления формации (борулахский комплекс) сосредоточены в северо-восточной части Северо-Тирехтяхского разлома, прослеживающегося к западу от района в северном борту Вилуйской синеклизы Сибирской платформы, а к востоку контролирующего размещение поперечного Дербек-Нельгехинского ряда гранитоидных интрузий, сопровождающихся промышленным оловянным, олово-серебряным и серебряным оруденением. В отличие от ранних более поздние проявления характеризуются повышенной натриевой щелочностью (появление спессартитов) и субвулканическим обликом пород. В составе формации появляются трахибазальты, андезитобазальты, дациты и риолиты. Разброс определений возраста этих пород калий-аргоновым методом от 75 до 119 млн. лет с модальными значениями 79–85 млн. лет.

*Гранодиорит-гранитная (батолитовая) формация* (янский комплекс). Наиболее крупный массив формации на изучаемой площади — Хобойоту-Эчийский. Глубина застывания сходных массивов оценивается в 2–4 км [11]. На основании данных Г.С.Гусева [3] о 8-километровой мощности осадочных отложений, эродированных после мезозойской складчатости, можно предположить, что внедрение гранитоидов происходило после существенной эрозии складчатого сооружения в позднюрское–раннемеловое время. По петрохимическим показателям отмечается сходство пород формации с раннемеловыми породами диорит-гранодиоритовой формации Центрально-Колымского региона. Возраст гранитоидов определен как раннемеловой и К-Аг, и Аг-Аг методами [13]. Интегральный возраст гранитов по биотитам от  $101,2 \pm 0,8$  до  $97,3 \pm 0,4$  млн. лет (альбский век раннего мела). Таким образом, граниты этой формации, имея сходный возраст с диоритами и гранодиоритами, образуются в более узком временном интервале.

Генетической связи магматизма с проявлениями золотых и серебряных руд не выявлено.

Пространственно-временные соотношения золотого оруденения с магматизмом устанавливаются на основании следующих данных:

руды раннего, полиметаллического, этапа метаморфизованы и пересекаются дайками диорит-гранодиорит-гранитной формации, а также жилами касситерит-сульфидного этапа минерализации этих же даек [6, 9];

на месторождении Аркачан дайки диорит-гранодиорит-гранитной формации пересекаются кварц-сидеритовыми прожилками. Дайки конформны рудовмещающим структурам, подвергнуты серицит-кварцевым метасоматическим изменениям в пределах рудных зон и практически не изменены за их пределами;

минеральные агрегаты пирротин-пирит-арсенопирит-халькопиритовой ассоциации (фациальный аналог касситерит-сульфидных ассоциаций) пересечены прожилками золото-висмутин-кварцевого состава;

в пределах Эндыбальского массива расположено рудопоявление со штокверковой золото-халькопирит-кварцевой минерализацией.

Таким образом, золотое оруденение, вероятно, парагенетически связано с дайковым магматизмом диорит-гранодиорит-гранитной формации и наложено на олово-сульфидное оруденение.

**Геологическое строение месторождения Аркачан.** Месторождение представлено серией вкрапленно-прожилковых, реже жильно-прожилковых зон северо-восточного простирания, внутри которых присутствуют богатые золотом рудные прожилки и жилы. Аркачанское рудное поле приурочено к пересечению зоны субмеридионального Кыгылтасского разлома с Северо-Тирехтяхской системой разрывных нарушений северо-восточного простирания. Последние контролируют положение раннемеловых даек кислого и реже среднего состава, а также проявления полиметаллической минерализации.

На площади месторождения (рис. 2) развиты входящие в состав выделенных выше конгломерат-песчанистой и песчано-глинистой формаций мелко- крупнозернистые песчаники с прослоями алевролитов верхней части солончанской свиты (вторая пачка верхней подсвиты мощностью 300 м), в полном объеме отложения кыгылтасской свиты (нижняя пачка нижней подсвиты — тонкое чередование песчаников, алевролитов и аргиллитов, горизонты мергелей с признаками изменения осадков в волноприбойной зоне мощностью 200–300 м; верхняя пачка — слои песчаников мощностью до 15 м, чередующиеся с алевролитами и мелкозернистыми песчаниками, конгломераты, общая мощность пачки 400 м; верхняя под-

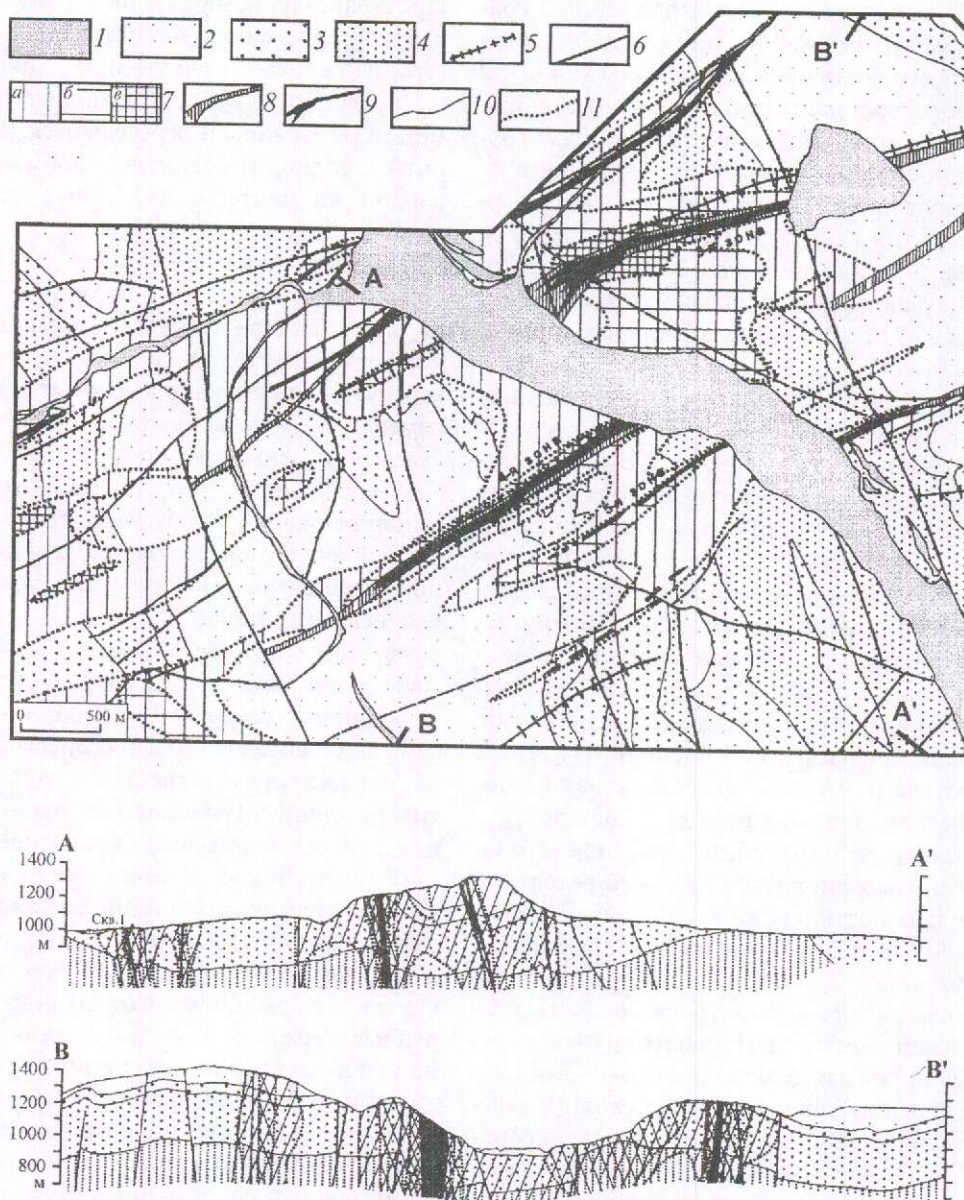


Рис. 2. Схема геологического строения Аркачанского рудного поля:

1 — четвертичные отложения; 2 — раннепермская глинистая формация; 3 — каменноугольно-пермские песчаники, алевролиты, аргиллиты (конгломерат-песчаная формация, толща регионального несогласия); 4 — каменноугольная песчанисто-глинистая (флишеидная) формация; 5 — дайки риодацитов; 6 — разрывные нарушения; 7 — интенсивность метасоматических изменений (количество новообразованных минералов), %; а — >20, б — >35, в — >45; 8 — зоны карбонат-кварцевого прожилкования и вкрапленности; 9 — золоторудные зоны карбонат-кварц-сульфидного прожилкования и вкрапленности; 10 — геологические границы; 11 — границы зон метасоматических изменений

свита — средне- и крупнозернистые песчаники с прослоями алевролитов мощностью 500 м) и самых низов эчийской свиты.

Состав песчаников субаркозовый. Все породы отличаются хорошей окатанностью обломочных зерен (до идеальной), средней сортиров-

кой, массивными текстурами и однотипным составом обломочной примеси. В качестве акцессорных минералов постоянно встречаются циркон, рутил, редко апатит и эпидот. В породах широко развиты бластические, корпорационные и рекристаллизационные структуры. Из новооб-

разованных цементов распространен гидрослюдистый цемент обрастания, пленочно-поровый хлоритовый, сидеритовый пленочно-поровый до базального, часто замещаемый кальцитом.

Породы рудного поля в большинстве своем изменены в стадию метагенеза от начального до глубинного. Это выражено в образовании рекристаллизационно-грануляционного бластеза кварца, шиповидного (гидрослюдистый цемент обрастания) и регенерационного кварцевого цемента, в разрушении обломков полевых шпатов. В редких случаях в породах отмечены изменения стадии катагенеза — серицитизация полевых шпатов, образование конформных структур, карбонатизация цемента или начальное растворение кварца.

Рудное поле приурочено к брахиформной синклинали, расположенной в сводовой части крупной Кыгылтасской антиклинальной структуры северо-западного простирания ( $340^\circ$ ). Синклиналь осложнена серией складок более высокого порядка. К двум из них — Лево-Аркачанской и Право-Аркачанской антиклиналям — приурочено большинство рудных зон. Антиклиналь соответствует двум несколько различающимся участкам месторождения и разделены узкой зоной сгущения диагональных разрывов северо-западного до субмеридионального простирания ( $330\text{--}340^\circ$ ), приуроченных к днищу долины р. Аркачан (шовная зона Кыгылтасского разлома).

В ядре широкой (1,7–2 км) Лево-Аркачанской антиклинали породы кыгылтасской свиты залегают полого и субгоризонтально. Шарнир погружается в северо-западном направлении ( $b=335\angle 18^\circ$ ). Осевая плоскость Лево-Аркачанской антиклинали субвертикальна (ОП= $65\angle 85^\circ$ ). Кливаж осевой плоскости складки круто падает к востоку (азимут падения  $60\angle 80^\circ$ ).

В разрезе пород кыгылтасской свиты развиты мелкие пологие трещины, выполненные кварцевыми, кварц-хлоритовыми и кварц-карбонатными жилами мощностью первые десятки сантиметров. Простирание этих систем субсогласно со слоистостью, падение пологое ( $250\angle 10\text{--}20^\circ$ ). Жилы развиты в межпластовых срывах, вдоль которых часто фиксируются структуры срезания слоистости; наблюдаются более поздние наложенные деформации столбчатых кристаллов кварца. Послойные нарушения сопровождаются зонами будинажа с характерным ореолом вкрапленности пирита. Кливаж осевой плоскости сечет эти будины. Отмечены кварц-карбонатные жилы, приуроченные к полостям отслоения, возникающим на крыльях складки.

В долине р. Дябхана фиксируются сколовые трещины, которые группируются в узкие зоны мощностью до 10–20 м и падают к югу ( $140\text{--}160\angle 80\text{--}90^\circ$ ). Кинематика сколовых трещин северо-восточного простирания соответствует правостороннему сдвигу. Разрывные нарушения данного типа приурочены к русловым частям и юго-восточным бортам долины рек Дябхана и Антовчан. Мощность этой зоны (Северный шов) сближенных разрывных нарушений 600 м, прослеженная протяженность около 10 км.

Сколовые трещины контролируют положение первой и второй рудных зон. Зоны пространственно сближены и представлены участками прожилкования существенно сульфидного состава с отчетливо выделяющимися стержневыми карбонат-сульфидными жилами (см. рис. 2). Количество прожилков от 2 до 15 на 1 м, их мощность 1–2 см. Мощность стержневых жил до 15–20 см. Мощность зон прожилкования 3–4 м. В пространстве между двумя зонами развита вкрапленная минерализация пирит-арсенопиритового состава. Суммарная видимая мощность двух зон прожилкования, включая ореол вкрапленности, 20–30 м. Максимальное количество сульфидной вкрапленности (до 0,2%) приурочено к горизонту будинированных песчаников и алевролитов мощностью до 5 м. Состав сульфидов в прожилках: арсенопирит, пирит, халькопирит, встречены висмутин, галенит, сфалерит.

В северо-восточном направлении мощность существенно сульфидных жил и прожилков уменьшается. В составе прожилковых зон преобладают пиритовые, халькопирит-пиритовые, кварц-сидеритовые и арсенопирит-кварцевые прожилки. По простиранию увеличивается количество сидерита. Мощности прожилковых зон уменьшаются до 1–2 м. Сходные изменения происходят в юго-западном направлении. В скважинах, пробуренных на продолжении зон на правом борту р. Аркачан, сульфидная жила мощностью 0,4 м вскрыта на глубине 43 м. На глубине около 100 м она сменяется зоной кварц-карбонат-сульфидного прожилкования. По данным электроразведки зона с массивными сульфидами прослеживается в юго-западном направлении. На продолжении рудных зон 1 и 2 в левом борту левого притока р. Аркачан развиты существенно сидеритовые (до 90%) прожилки. В сидерите отмечается вкрапленность халькопирита и пирита. Содержания золота в сульфидных жилах и прожилках составляют первые граммы на 1 т. Кварцевые прожилки с арсенопиритом и халькопиритом содержат до 100 г/т Au.

Субпараллельная Северному шву зона сближенных разрывов (Южный шов) расположена в 1 км к югу от него, на противоположных водоразделах долины р. Аркачан. Она подчеркивается серией коротких глубоко врезаемых прямолинейных притоков с обеих сторон. Разрывы контролируют положение даек кислого состава и кварц-карбонатной с арсенопиритом рудной зоны 5, вскрытой несколькими канавами и прослеженной штуфами на правом борту р. Аркачан. Зона фиксируется по кварцевым прожилкам с азуритом и малахитом. В редких случаях сохраняется вкрапленность тетрадимита. Ее продолжение на левом берегу р. Аркачан вскрыто штольней, где в коренном обнажении выходит жила карбонатно-арсенопирит-пиритового состава с халькопиритом и галенитом. В северо-восточном направлении зона прослеживается по метасоматическим арсенопирит-кварцевым прожилкам, гидротермальным кварцевым и кварц-карбонатным брекчиям в песчаниках и алевролитах. Длина золотоносной части прожилковой зоны на правом берегу р. Аркачан до 500 м при мощности 10–20 м. Мощность Южного шва 500–800 м, прослеженная протяженность более 7–8 км.

Таким образом, главным рудоконтролирующим элементом кварц-карбонат-сульфидных жил рудных зон 1 и 2 и кварц-сульфидно-карбонатных жил рудной зоны 5 можно считать систему правых сдвигов и сбросо-сдвигов северо-восточного простирания, которые являются кулисами Северо-Тирехтяхского разлома.

Основную ценность месторождения Аркачан составляют рудные прожилково-вкрапленные зоны 3 и 4 кварц-карбонат-сульфидного состава. Как показано Д.Н.Задорожным [4], они представляют собой структуры растяжения, выраженные участками сгущения трещиноватости с элементами брекчирования. Вероятный размах оруденения в этих зонах оценивается в 600–700 м. Строение зон характеризуется (рис. 3) серией маломощных (1–5 см) крутопадающих на юго-восток (азимут падения  $160 \angle 80-90^\circ$ ) кварц-карбонат-сульфидных прожилков, разделенных участками практически неизменных вмещающих пород. Количество прожилков от 2–3 до 10 на 1 м, прожилкование равномерное без видимых сгущений. Количество прожилков возрастает скачкообразно вместе с увеличением их мощности. Прожилки ветвятся, сливаются, но не образуют апофиз. По восстанию они выклини-

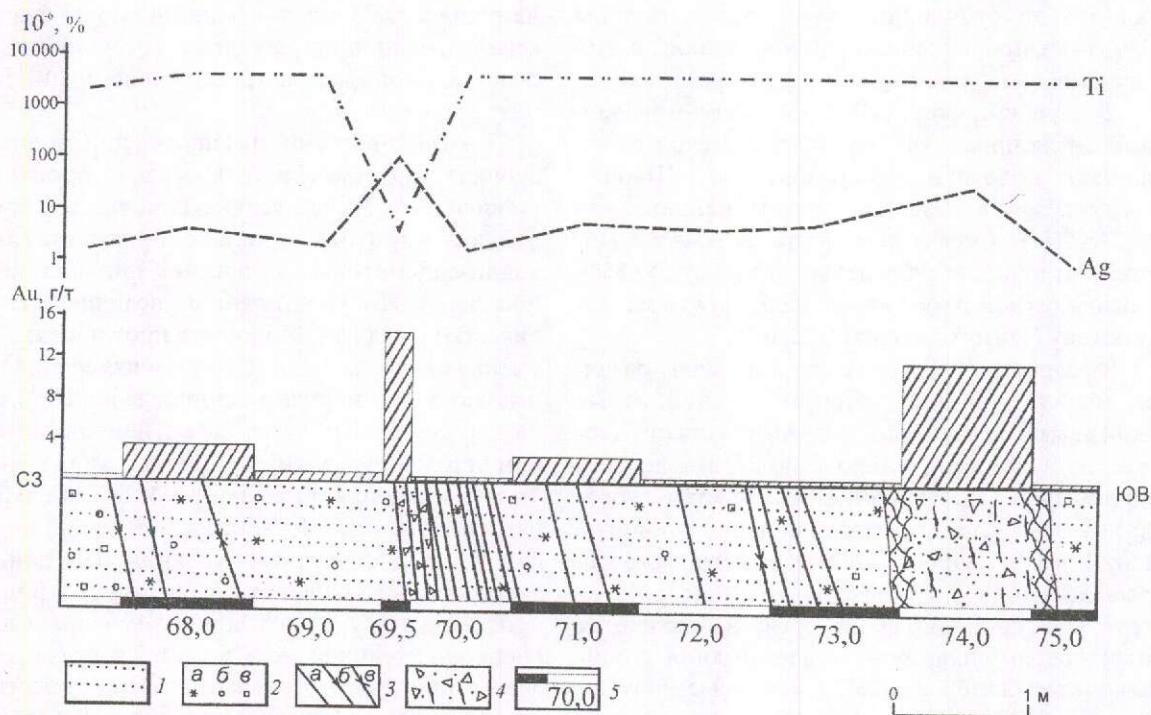


Рис. 3. Распределение золота в рудной зоне 3 (фрагмент документации магистральной канавы МГ-552):

1 — песчаники светло-серые, мелкозернистые; 2 — вторичные изменения (а — карбонатизация; б — развитие оксидов железа; в — то же, марганца); 3 — прожилки (а — лимонит-кварцевые; б — кварц-мангано-сидеритовые; в — мангано-сидеритовые); 4 — зона трещиноватости, выполненная щебнем, дрсевой и глиной трения; 5 — интервалы опробования и метраж канавы



ваются. Контакты прожилков и вмещающих пород четкие, прямые, без преломления на границах литологических типов пород. Отмечается некоторое увеличение мощности прожилков в песчаниках.

Зона 3 прожилково-вкрапленной минерализации прослежена канавами на левом борту р. Аркачан и редкими канавами и штуфными пробами на правом. Наибольшие мощности (до 100 м) она имеет на левом борту реки. По обломкам в отвалах канав, в коллювиальных и делювиальных отложениях, устанавливается существенно кварц-карбонатный состав прожилковой зоны. Повышенные содержания золота (до 168 г/т) приурочены в основном к прожилкам, однако отмечаются и в интервалах измененных пород, возможно, с вкрапленностью окисленного арсенопирита. Общая протяженность золотоносного интервала 1700 м на левом и около 1300 м на правом бортах долины р. Аркачан. Мощность золотоносных интервалов колеблется от 1–2 до 10–15 м, мощность прожилков 1–10 мм до 3–15 см. Из рудных минералов в прожилках преобладают халькопирит и арсенопирит. Иногда отмечаются пирротин, висмутин, тетрадимит, пирит, самородное золото. Содержание золота в зонах прожилкования до 3,5–16,6 г/т (по данным бороздowego опробования), в задириковых пробах из окисленных прожилков кварц-карбонат-сульфидного (лимонитового) состава мощностью 3–10 см — до 33,1–120,9 г/т.

Зона 4 прожилково-вкрапленной минерализации (четвертая рудная зона) лучше всего изучена на правом берегу р. Аркачан в береговом обнажении и по обломкам прожилков в отвалах канав и делювиально-коллювиальных отложениях. В береговом обнажении зона прожилкования имеет ширину около 50 м. В целом плотность прожилков на всю мощность зоны составляет около 2–3 на 1 м. Зона сгущения прожилков до 8–15 на 1 м имеет мощность около 15 м. Прожилки от нитевидных до 9 см, чаще 3–5 см. По мощности они выдержаны, раздувы наблюдаются на контактах песчаных и глинистых пород (рис. 4). Состав прожилков арсенопирит-пиритовый с массивными сульфидами, кварц-сидеритовый, арсенопирит-кварцевый с пиритом вкрапленной текстуры, халькопирит-карбонат-кварцевый с самородным золотом, висмутином и тетрадимитом. Вмещающие песчаники наиболее интенсивно изменены вблизи зон сгущения прожилков. В этой же зоне прослой окварцованных песчаников с прожилками и линзами квар-

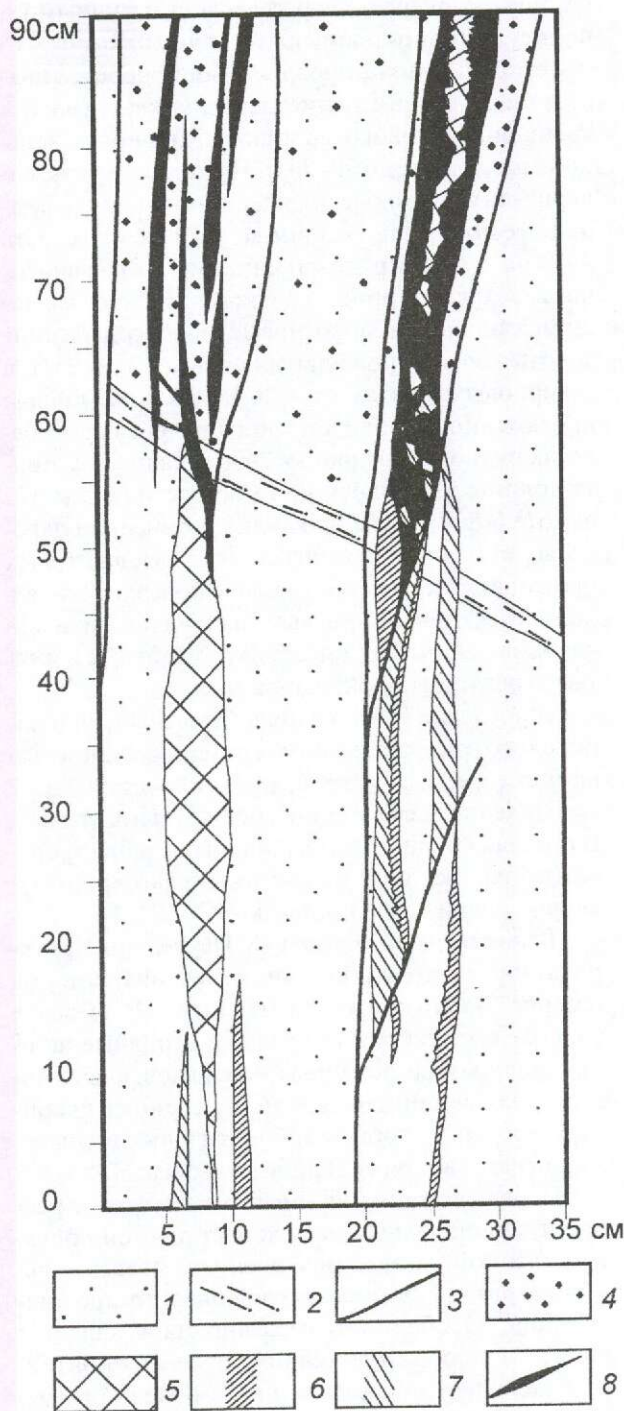


Рис. 4. Телескопирование разноградийных рудных прожилков в рудной зоне 4, зарисовка берегового обнажения р. Аркачан:

1 — среднезернистый песчаник; 2 — алевролит; 3 — тектонические трещины; 4 — пиритизация; стадии минерализации: 5 — дорудная серицит-кварц-карбонатная высокотемпературная, 6–7 — ранняя продуктивная (6 — (золото)-арсенопирит-кварцевая, 7 — пирротин-арсенопирит-пиритовая), 8 — поздняя продуктивная (халькопирит-кварц-карбонатная и золото-висмутиновая ассоциация)

ца, в свою очередь, пересечены сульфидными и полисульфидно-кварцевыми прожилками. По простиранию зона прожилкования прослеживается по обломкам полисульфидно-кварцевого и кварц-сидеритового составов. Мощность зоны прожилкования до 20–70 м. Прожилки кварц-сидерит-лимонитовые, сидерит-кварц-сульфидные, их мощность 1–20 мм до 5–10 см, плотность 4–10 на 1 м. Из рудных минералов отмечаются пирит, арсенопирит, халькопирит. По имеющимся анализам борзодовых проб содержание золота в зонах прожилкования до 2,17–13,3 г/т, в задириковых пробах от 4,36 до 20,3 г/т. Общая протяженность золотоносного интервала в пределах рудной зоны около 2000 м на правом борту долины р. Аркачан при мощности до 5 м. На высоте более 1100 м прожилки интенсивно окислены, при этом сидерит в кварц-сидеритовых прожилках окисляется только с поверхности, а в полисульфидно-кварцевых прожилках на месте карбоната и сульфидов образуются бурые и желтые агрегаты гидроксидов железа.

В пределах рудного поля известны дайки дацитового–риодацитового состава мощностью не более первых метров, протяженностью до 2 км. Падение даек северное, под крутыми углами. В пределах рудных зон дайки интенсивно преобразованы, на них наложены мелкозернистые кварц-сидеритовые прожилки.

**Вещественный состав руд.** Изучен при картировании метасоматически измененных пород (см. рис. 2) и по прозрачным шлифам. В пределах участка выделяются следующие основные ассоциации новообразованных минералов: кварц-полевошпат-серицитовая, пирит-серицит-кварц-карбонатная, хлорит-карбонат-гидрослюдисто-кварцевая, каолинит-серицит-кварцевая.

Первая ассоциация имеет региональное распространение и не обнаруживает прямой пространственной связи с оруденением. Максимально она развита в областях кварцевого прожилкования. Особенностью ассоциации является то, что новообразования приурочены к контактам зерен, слагающих осадочные породы. Кварц обычно мелкозернистый, свободный от примесей, агрегаты его либо равномерно-зернистые, либо характеризуются уменьшением размеров кристаллов по мере удаления от обломочных зерен. Серицит в различной степени гидратирован и обычно замещает полевые шпаты. Реже встречаются самостоятельные прожилки и просечки, часты «коронитовые» структуры, когда осадочные зерна кварца или полевого шпата обрастают серицитом. Полевые шпаты

(альбит и микроклин) в виде свежих зерен наблюдаются в агрегатах новообразованного кварца. Подобные образования отнесены В.О.Япаскуртом к постдиагенетическим преобразованиям осадочных толщ при метаморфизме зеленосланцевой фации. К образованиям подобного генезиса могут быть отнесены и некоторые хлорит-карбонат-гидрослюдисто-кварцевые новообразования. Появление в них хлорита и карбоната отражают вариации состава осадочных толщ. Местами отмечаются повышенное содержание рутила в породах, пониженная степень гидратации слюды, наличие новообразованного микроклина, что характерно для грейзеноподобных метасоматитов.

Пирит-серицит-кварц-карбонатные образования распространены в ореолах вокруг рудных зон. В связи с этим особый интерес представляют зоны метасоматически измененных пород к юго-востоку от зоны 3 на левобережье р. Аркачан. Высокая интенсивность изменений и их состав указывают на возможное распространение здесь продуктивной (вероятно, преимущественно вкрапленной) минерализации. Наиболее поздние каолинит-серицит-кварцевые метасоматиты развиты на западном фланге рудного поля и в пределах рудной зоны 3. Эти образования предварительно отнесены к формации аргиллизитов.

Геохимические ореолы рудного поля однотипны и по данным опробования вторичных ореолов рассеяния характеризуются аномальными содержаниями Au, Ag, Bi, Zn, Pb, As. В пределах рудного поля отмечаются ореолы лейкоксенизации и соответственно повышенных содержаний Ti. В пределах рудных тел содержания Ti понижены.

Детальные минералогические исследования показали, что формирование минерализации на Аркачанском месторождении происходило в два этапа (рис. 5). К первому этапу относятся маломощные (первые сантиметры), преимущественно послойные, кварц-полевошпатовые прожилки с биотитом и дорудные метасоматиты (хлорит-полевошпат-кварцевая ассоциация). Полевые шпаты в прожилках представлены серицитизированным плагиоклазом и неизменным калишпатов. В прожилках в значительном количестве присутствует биотит, как правило, в крупных кристаллах, частично замещенных мусковитом. Кварц интенсивно перекристаллизован и местами превращен в равномерно-зернистый агрегат изометричных зерен. Из рудных минералов в кварце встречены редкие мелкие кристаллы пирротина.

Этапы	I		II					Гипергенный		
	Стадии	Биотит-полевошпатовая	Хлорит-полевошпатовая-кварцевая	Серцит-кварц-карбонатная	РАННЯЯ РУДНАЯ (колчеданная)		ПОЗДНЯЯ РУДНАЯ (полжувальная)		Кварц-сидеритовая	
					(Золото)-арсенопирит-кварцевая	Пирротит-арсенопирит-пиритовая	Халькопирит-кварц-карбонатная			Золото-висмутиновая
Калишпат										
Биотит										
Плагиоклаз										
Графит										
Рутил										
Кварц										
Мусковит (сер.)										
Хлорит										
Сидерит										
Пирит										
Арсенопирит										
Пирротин										
Халькопирит										
Галенит										
Сфалерит										
Висмутин										
Золото										
Тетрадимит										
Козалит										
Опал										
Церрусит										
Смитсонит										
Скородит										
Гидрогетит										
Пирролюзит										
Текстурно-структурные особенности жил			Внедрение даек дацитов и риодацитов К.	Пятнистая, прожилковая, вкрапленная. Идиоформнозернистая, аллотриоморфнозернистая	Прожилковая, гнездовая, вкрапленная в кварцевых прожилках выполнения. Гипидиоморфнозернистая	Массивная, прожилковая, гнездовая, вкрапленная в прожилках выполнения. Гипидиоморфнозернистая, метакристаллическая	Прожилковая, гнездовая, вкрапленная. Аллотриоморфнозернистая	Прожилковая, вкрапленная. Аллотриоморфнозернистая, игольчатая, призматическизернистая	Прожилковая, брекчиевидная, цементная коррозийная. Аллотриоморфнозернистая, сферолитовая	
Температуры гомогенизации ГЖВ		250		350	280-190	340-230	330-245			
Изотопный состав кислорода водного флюида		4,2-5,9		8,4	5,5-1,3	2,8-2,4	3,6			
Источник флюида		Смешанный		Магматический	Смешанный	Метеорный	Смешанный			
Изотопный состав серы сульфидов					+4,1-3,8	+3,3-2,5	+5,2-6,4			
Изотопный состав углерода карбонатов					-4,8	-2				

Рис. 5. Схема последовательности минералообразования Аркачанского рудного поля

Минеральные образования хлорит-полевошпат-кварцевой ассоциации развиты в мало-мощных (первые сантиметры) прожилках послойных зон. Встречаются как метасоматические прожилки, так и прожилки выполнения. Метасоматические прожилки сложены мелкозернистым кварцевым агрегатом с многочисленными теньвыми структурами от неполностью замещенных обломков вмещающих пород с гнездами и прожилками шунгита и графита. Прожилки выполнения заполнены плагиоклаз-квар-

цевым агрегатом с зоной геометрического отбора вдоль зальбандов. В пределах зоны геометрического отбора в значительном количестве присутствуют крупные кристаллы рутила. В центральных частях прожилков отмечаются редкие кристаллы сидерита. Для участков выклинивания прожилков характерны скопления хлорита с аномальными синими цветами интерференции (вероятно, ряд тюрингит-Fe-прохлорит). Наблюдаются послойные зоны брекчирования с кварцевым цементом, относящиеся к этой же

стадии. Содержания золота крайне незначительны и составляют десятые доли грамма на 1 т. Температуры гомогенизации газовой-жидких включений варьируют от 245 до 260°C (рис. 6).

Второй этап минералообразования на основании взаимоотношений минеральных ассоциаций

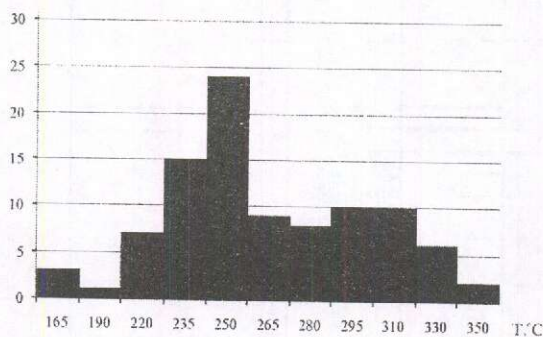


Рис. 6. Гистограмма температур гомогенизации ГЖВ в кварцах месторождения Аркачан

ций, температур гомогенизации ГЖВ, данных атомно-абсорбционного и масс-спектрометрического анализов различных минеральных ассоциаций, золото-серебряному отношению разделены нами на три стадии: дорудных метасоматитов (пирит-серицит-сидерит-кварцевая ассоциация, березиты); ранняя рудная (золото-арсенопирит-кварцевая, сидерит-кварц-сульфидная (пирротин-арсенопирит-пиритовая) парагенетические ассоциации); поздняя рудная (халькопирит-кварц-сидеритовая, полиметаллическая и золото-висмутиновая ассоциации).

Формирование жил и прожилков березитовых метасоматитов (серицит-кварц-карбонатная ассоциация) начинается с образования приальбановых каемок гребчатого кварца с включениями мелких кристаллов длиннопризматического рутила. Мощность приальбановых кварцевых каемок варьирует от долей миллиметра до 5–7 см. Кристаллизация кварца происходила в стабильных условиях без резких перепадов давления и пересыщения раствора (длиннопризматические хорошо ограненные водно-прозрачные кристаллы с редкими газовой-жидкими включениями размером 10–50 мкм). На головках кварца во многих местах прослеживаются розетковидные выделения мусковита до 1–2 мм. Одновременно с кварцем в некоторых случаях выделяется незначительное количество халькопирита, арсенопирита, пирита и пирротина. Зачастую центральную часть прожилков слагают хорошо

образованные кристаллы сидерита. Сидерит обычно темно-коричневый, бурый. Взаимоотношения с более поздними ассоциациями неясны, однако эта ассоциация часто находится в альбандах пирротин-арсенопирит-пиритовых жил и прожилков. Температуры гомогенизации ГЖВ для этой стадии наиболее высокие — до 350°C.

Ранняя рудная (колчеданная) стадия характеризуется постоянным присутствием в ассоциациях арсенопирита и высокой сульфидностью (более 10%) всех ассоциаций. (Золото)-арсенопирит-кварцевая ассоциация постоянно встречается в виде прожилков в пределах рудных зон 3 и 4, в альбандах некоторых прожилков и в самостоятельных кварцевых прожилках в пределах рудных зон 1, 2 и 5. Арсенопирит в прожилках и жилах мелкокрапленный (1–3 мм). Наиболее крупные обломки жил этой ассоциации с белым, желтоватым или серым из-за тонкой вкрапленности арсенопирита кварцем и незначительным количеством вкрапленного пирита и халькопирита отмечаются на флангах рудных зон 1, 2 и на нижних горизонтах зоны 3. Температуры гомогенизации газовой-жидких включений в кварце составляют 280–190°C.

Пирротин-арсенопирит-пиритовая ассоциация слагает значительную массу жильно-прожилковых образований участка, главным образом в пределах зон 1, 2. Основная масса жильной минерализации представлена сульфидами и в меньшей степени представлена темно-коричневым сидеритом и прозрачным кварцем. Среди рудных минералов резко доминируют пирит и арсенопирит, в меньшем количестве встречается пирротин. Жилы и прожилки данной стадии чаще всего формируются в центральных полостях более ранних кварц-сидеритовых и (золото)-арсенопирит-кварцевых образований. Центральная часть жил выполнена крупнокристаллическими сидерит-сульфидными агрегатами с незначительным количеством кварца. Постоянно наблюдаются признаки одновременного роста сидерита с кварцем и рудными минералами.

Арсенопирит и пирит отлагаются одновременно, пирротин — несколько раньше, поскольку встречается в самостоятельных прожилках. Максимум отложения арсенопирита приурочен к промежуточным сидеритовым зонам, а в центральных частях жил, как правило, преобладает пирит. Температуры гомогенизации газовой-жидких включений в кварце составляют 340–230°C.

Поздняя рудная стадия характеризуется постоянным присутствием в ассоциациях халько-

пирита и сульфидностью на уровне 5%. Халькопирит-кварц-карбонатная ассоциация постоянно встречается в прожилках рудных зон 3, 4, крайне редко — в прожилках зон 1, 2, а в рудной зоне 5 слагает отдельные жилы. Ее отличительный признак — наличие крупнокристаллического прозрачного кварца с вкрапленностью халькопирита в центральной части прожилков. Иногда мелкозернистый, полупрозрачный, халцедоновидный кварц ассоциирует со светло-коричневым сидеритом. Максимум выделения халькопирита совпадает с началом отложения сидерита. Формирование ассоциации заканчивается отложением массивного светло-коричневого сидерита, часто с вкрапленностью халькопирита, иногда со сфалеритом и галенитом. Галенит и сфалерит отмечаются крайне редко и в незначительном количестве. Они приурочены почти исключительно к головкам гребенчатого кварца. Содержание золота в ассоциации варьирует от долей до десятков грамм на 1 т. Золото высокопробное. Прожилки халькопирит-кварц-карбонатной ассоциации в большинстве случаев пространственно разобщены с образованиями пирротин-арсенопирит-пиритовой ассоциации, хотя и наблюдаются в одних и тех же структурах. Имеются пересечения кварц-сидеритовых прожилков (сидерит темно-коричневый) прожилками с халькопиритом. Кроме того, прерывистые прожилки светлого сидерита пересекают жилы и прожилки массивных сульфидов.

Золото-висмутиновая ассоциация присутствует только в пределах жильных образований предшествующих стадий, где формирует тонкие секущие микропрожилки или метасоматические гнезда. Единственным достоверно установленным жильным минералом этой стадии является кварц, который формирует гнезда в полостях выщелачивания среди ранних кварцевых агрегатов или замещает сидерит по трещинам спайности. Висмутовая минерализация (висмутин и тетрадимит) чаще всего ассоциирует с халькопиритом, реже с арсенопиритом, образуя скопления аллотриоморфнозернистой, пластинчатой, игольчатой и лучистой структуры. Иногда тонкая вкрапленность висмутовых минералов наблюдается в жильном кварце и карбонате. Висмутин отлагается одновременно с кварцем, часто развивается по границам зерен в ранних кварцевых агрегатах или формируется путем метасоматического замещения сидерита, халькопирита и редко галенита. При наложении золото-висмутовой стадии на участки жил с богатой рудной минерализацией происходит переотложение ря-

да рудных минералов — пирита, халькопирита и галенита (по сравнению с исходным галенитом переотложенный характеризуется повышенным содержанием серебра). В результате замещения галенита (PbS) висмутином ( $\text{Bi}_2\text{S}_3$ ) образуется козалит ( $\text{Pb}_2\text{Bi}_2\text{S}_5$ ), который также отличается повышенным содержанием серебра. Температуры гомогенизации ГЖВ в кварце этой стадии составляют от 330°C в пределах рудной зоны 4 до 230° — на фланге объекта.

Кварц-сидеритовая ассоциация пострудной стадии представлена маломощными мелкозернистыми кварцевыми прожилками, телескопирующими или секущими предшествующие жильно-прожилковые образования. При этом происходит незначительное переотложение вещества вмещающих минеральных парагенезисов. Появляются мелкозернистые кварц-сидеритовые прожилки, часто содержащие мелкие включения переотложенных рудных минералов (пирита, арсенопирита, халькопирита). Процессы сидеритизации широко проявлены в пределах рудной зоны 5 и тяготеют к участкам интенсивного дробления и милонитизации ранних жильных и сульфидных минералов. Мелкозернистый агрегат сидерита замещает агрегаты раннего Fe-кальцита, цементирует обломки рудных минералов с образованием сидеритовых брекчий. Процесс сидеритизации, как правило, сопровождается перекристаллизацией раннего пирита и арсенопирита. Прожилки пересекают дайки гранодиорит-порфиров.

В зонах развития сидеритовых брекчий встречено самородное золото. Самородное золото, ассоциирующее с арсенопиритом ранней продуктивной ассоциации, высокопробное (около 800‰), имеет эллипсоидную форму и размер 10 мкм, ассоциирующее с висмутином — светлое, дендритовидной, прожилковидной и каплевидной форм, размером 5–60 мкм, редко 100 мкм. Судя по данным рентгеноспектрального микроанализа, пробность золота изменяется от 717 до 894‰. Среднее значение из 18 анализов составляет 796‰. Чаще всего самородное золото находится в срастании с висмутином или выполняет микротрещинки в жильном кварце недалеко от скоплений висмутовых минералов. Так, в микротрещинке жильного кварца размером 1,1 мм локализируются шесть золотинок размером от 10 до 100 мкм (аншлиф А-319/13). Иногда золото развито по халькопириту. Повышение содержаний золота в ранних ассоциациях от первых до сотен грамм на 1 т при появлении в них минералов висмута, тесная пространственная ассоциация зо-

лота и висмутина свидетельствуют о возможном переотложении золота на поздних стадиях минералообразования.

В сидеритовых брекчиях проба самородного золота ~800‰, размер от 1 до 20 мкм, форма каплевидная, эллипсовидная, прожилковидная. В интенсивно окисленном жильном кварце золото гипергенного генезиса изобилует скоплениями гидроксидов железа, замещающих, по-видимому, ранние сульфиды — арсенопирит, пирит. Его проба >800‰, форма прожилковидная, размер 1–20 мкм, в среднем 5 мкм. Не исключается процесс переотложения раннего тонкого золота колчеданной минерализации при интенсивном окислении.

Согласно имеющимся данным (50 анализов по различным жильным образованиям), золото-серебряное отношение сохраняется постоянным (на уровне 1:10) в большинстве проб. Исключение составляют пробы с аномально высоким содержанием серебра (до 643 г/т). В них золото-серебряное отношение 1:100 и 1:1000, что свидетельствует о его нарушении при обогащении руд серебром в ходе наложенного процесса (рис. 7).

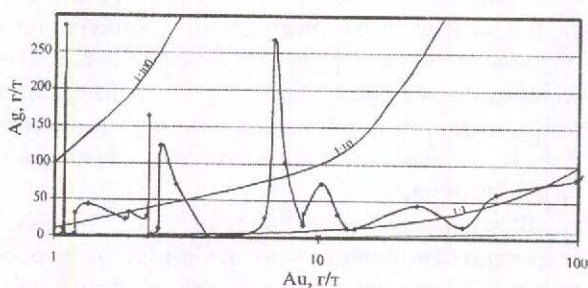


Рис. 7. Золото-серебряное отношение в рудных образцах месторождения Аркачан

Для решения вопроса о возможности нахождения тонкодисперсного золота в сульфидах были отобраны и проанализированы их монофракции. По результатам анализа содержания золота в пирите 1–2 г/т, в арсенопирите и халькопирите от 7 до 30 г/т, что не превышает содержания по этим же образцам в целом. Таким образом, на месторождении преобладает свободное золото.

По совокупности признаков месторождение Аркачан относится нами к золото-кварцевой формации [7]. Его спецификой является значительное развитие карбоната в рудах.

Изотопные исследования, проведенные на месторождении, позволили установить возмож-

ный генезис рудообразующих флюидов, подтвердить возможную связь оруденения с магматическими или метеорными водами и проанализировать эволюцию рудообразующих растворов. Был изучен изотопный состав кислорода в кварце, кислорода и углерода в карбонате, углерода в шунгите, а также серы сульфидов из различных по составу прожилков.

Изотопный состав кислорода кварца (табл. 1) из руд месторождения Аркачан не противоречит геологическим и минералогическим данным об участии магматогенных вод в процессе рудогенеза. По изотопному составу кварца и данным по ГЖВ вычислен  $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$  флюида. Изотопный состав флюида изменяется от  $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}=8,4\text{‰}$  в высокотемпературных кварц-карбонатных прожилках до  $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}=2,4\text{‰}$  в кварц-сульфидных прожилках пирротин-арсенопирит-пиритовой ассоциации. Кварцевые прожилки с золотом характеризуются промежуточными значениями  $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}=5,5\text{--}3,6\text{‰}$ . Не исключено, что доля метеорных вод при отложении ранних ассоциаций жильного материала серицит-кварц-карбонатной стадии незначительна, а при отложении минеральных ассоциаций колчеданной и полисульфидной стадий происходит разбавление магматогенного флюида поверхностными водами (современный состав в поверхностных водах Якутии  $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}=-17\text{‰}$ ).

Судя по данным изучения ГЖВ, температуры образования минеральных ассоциаций составляют от 350° (ранняя кварц-сидеритовая ассоциация в зальбандах прожилков с ромбоэдрами сидерита) до 270–250–230°С соответственно в зальбандах, промежуточной зоне и центральной части кварц-полисульфидно-карбонатных прожилков. Для каждой стадии минералообразования характерны термостатированные условия (отсутствие включений, гомогенизирующихся в газовую фазу, крупные, с отчетливыми кристаллографическими ограничениями включения и т.д.).

С учетом термостатированных условий при формировании кварц-карбонатной ассоциации для той же температуры вычислен  $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$  флюида по карбонату (см. табл. 1, 2). Неравенство  $\delta^{18}\text{O}(\text{SMOW})_{\text{карб}} > \delta^{18}\text{O}(\text{SMOW})_{\text{кв}}$  свидетельствует об отсутствии изотопного равновесия при образовании этих минералов и, следовательно, об их разновременности. Представляется вероятным, что изменения в условиях изотопного фракционирования кислорода определяются изменением состава растворов. При этом можно отметить увеличение доли изотопа  $^{13}\text{C}$  в составе

## 1. Изотопный состав кислорода в кварце Аркачанского месторождения

Номера проб	$\delta^{18}\text{O}$ (SMOW), ‰	$T$ гомогенизации, °C	$\delta^{18}\text{O}$ , ‰	$\delta^{18}\text{O}$ ( $\text{H}_2\text{O}$ ), ‰	Минеральные ассоциации
319/2	13,7	350	5,3	8,4	Серицит-кварц-карбонатная
330/2	13,7	270	8,2	5,5	(Золото)-арсенопирит-кварцевая
ГО-01-21	12,7	260	8,5	4,2	Хлорит-полевошпат-кварцевая
319/3	14,9	250	9,0	5,9	«
301/3	12,6	250	9,0	3,6	Халькопирит-кварц-карбонатная
301	12,2	245	9,4	2,8	Пирротин-арсенопирит-пиритовая
ГО-01-09	11,9	245	9,4	2,5	«
ГО-01-44	12,2	235	9,8	2,4	«
ГО-01-19	12,7	210	11,4	1,3	(Золото)-арсенопирит-кварцевая

## 2. Изотопный состав углерода в карбонатах и шунгите и кислорода в карбонате Аркачанского месторождения

Номера проб	$\delta^{13}\text{C}$ , ‰	$T$ гомогенизации, °C	$\delta^{18}\text{O}$ (SMOW), ‰	$\delta^{18}\text{O}$ , ‰	$\delta^{18}\text{O}$ ( $\text{H}_2\text{O}$ ), ‰	Минеральные ассоциации
А-330/2	-22,3	—	—	—	—	Хлорит-полевошпат-кварцевая
А-319/12	-4,9	350	15,3	8,8	6,5	Серицит-кварц-карбонатная
А-319/12	-4,8	350	14,1	8,8	5,3	«
ГО-01-44	-2	235	17,7	12	5,7	Пирротин-арсенопирит-пиритовая

углерода карбоната из более низкотемпературных сидерит-кварц-сульфидных прожилков по сравнению с высокотемпературными сидерит-кварцевыми.

Наличие сульфидов во вмещающих породах в виде секреторных выделений и значительное количество сульфидов в рудах позволило провести сравнительный анализ изотопии серы. Изотопный состав серы (табл. 3) в сульфидах рудных прожилков существенно различается. Так, для массивных сульфидов пирротин-арсенопирит-пиритовой ассоциации из жил рудной зоны 1 характерны значения  $\delta^{34}\text{S}=2,5-3,3\%$ , тогда как арсенопирит (золото)-арсенопирит-кварцевой ассоциации из той же зоны имеет  $\delta^{34}\text{S}=3,8-4,1\%$ . Еще более «тяжелая» сера ( $\delta^{34}\text{S}=5,2-6,4\%$ ) входит в состав халькопирита из прожилков рудной зоны 3. Изотопный состав серы всех сульфидов может быть генетически связан с одной (магматогенно-гидротермальной) рудообразующей системой. Наконец, в пирите из предположительно конседиментационных конкреций присутствует сера с  $\delta^{34}\text{S}=9,1-9,9\%$ . Наиболее вероятным источником ее являются осадочные сульфатсодержащие породы.

Широкое распространение на месторождении жильных карбонатов при видимом незначи-

тельном распространении карбонатов во вмещающих толщах предполагает иные, возможно, глубинные источники карбонатного вещества. Величина  $\delta^{13}\text{C}=-4,9\text{...}-2\%$  (см. табл. 2) в проанализированных карбонатах рудных прожилков не противоречит этому. Интересно отметить, что полученные данные находятся в границах модальных значений изотопного состава углерода алмазов Якутии [5]. Изотопный состав углерода шунгита ( $\delta^{13}\text{C}=-22,3\%$ ), корродирующего кварц ранних безрудных прожилков, однозначно указывает на его органическое происхождение. Наиболее вероятным источником шунгита является органическое вещество вмещающих пород.

Проведенные исследования позволяют сформулировать следующие выводы:

позиция Верхоянского золоторудного района в региональной структуре определяется пересечением зон северо-восточного, северо-западного и субмеридиональных долгоживущих разломов;

литолого-стратиграфический контроль рудного поля определяется его приуроченностью к породам конгломерат-песчанистой формации пермско-позднекаменноугольного возраста, сформированным в условиях поднятия внутри

## 3. Изотопный состав серы в сульфидах Аркачанского месторождения

Номера проб	T гомогенизации, °C	Минерал	$\delta^{34}\text{S}$ , ‰	Содержание Au в сульфидах, г/т	Минеральные ассоциации
ГО-01-5	–	Арсенопирит	+2,5	8,14	Пирротин-арсенопирит-пиритовая
ГО-01-47/2	–	«	+2,6	3,22	«
ГО-01-5	–	Пирит	+3,3	1,84	«
ШТ-1-7	–	Арсенопирит	+3,8	16,37	(Золото)-арсенопирит-кварцевая
ГО-01-7	–	«	+4,1	–	«
ГО-01-46	–	Халькопирит	+5,2	26,06	Халькопирит-кварц-карбонатная
А-319/13	290	«	+6,4	–	«
530 центр конкреции	–	Пирит	+9,1	1,11	Предрудная, рассеянных сульфидов
530 край конкреции	–	«	+9,9	–	«

относительно мелководного морского бассейна; изотопные составы кислорода, серы и углерода не противоречат геологическим и минералогическим данным о магматогенно-гидротермальной природе рудообразующих растворов, образовании минеральных ассоциаций при смешении магматогенных и поверхностных вод, взаимодействии вещества осадочных пород и участии в рудном процессе глубинных источников вещества;

золотое оруденение локализуется в протяженных минерализованных зонах трещиноватости и дробления, сформировавшихся при сдвиго-раздвиговых деформациях;

продуктивные минеральные ассоциации представлены (золото)-арсенопирит-кварцевой и золото-висмутиновой;

золото в рудах свободное, мелкое (1–60 мкм), высокопробное (796‰);

перспективы месторождения связаны с оценкой флангов рудных зон, в первую очередь третьей и четвертой.

Авторы благодарят своих коллег А.К.Быстрову, И.З.Исакович, С.Г.Кряжева, Л.А.Остапенко, О.Б.Рыжова и С.Ф.Стружкова за содействие в изучении ряда вопросов геологии месторождения.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вихерт А.В. Осадочные формации Западно-Верхоянского антиклинория и прилегающей территории. – М.: Изд. АН СССР, 1960.
2. Глубинное строение восточной части Сибирской

платформы и прилегающих складчатых сооружений Верхояно-Чукотской области / К.Б.Мокшанцев, Д.К.Горштейн, А.А.Гудков и др. – М.: Недра, 1968.

3. Гусев Г.С. Складчатые структуры и разломы Верхояно-Колымской системы мезозойд. – М.: Наука, 1979.
4. Задорожный Д.Н. Тектонофизические критерии прогноза оруденения Верхоянской серебряносной провинции: Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. – М., 2002.
5. Илупин И.П., Ваганов В.И., Прокопчук Б.И. Кимберлиты. – М.: Недра, 1990.
6. Индолев Л.Н., Невойса Г.С. Серебро-свинцовые месторождения Якутии. – Новосибирск: Наука, 1974.
7. Константинов М.М. Провинции благородных металлов. – М.: Недра, 1991.
8. Константинов М.М., Аристов В.В., Соловьев К.В. Принципы районирования Верхоянской металлогенической провинции на благородные металлы // Отечественная геология. 2003. № 2.
9. Константинов М.М. Динамические фации золотоносных формаций // ДАН. 1986. Т. 290. № 2.
10. Ненашев А.И. Магматизм и развитие рудно-магматических узлов Восточной Якутии. – Новосибирск: Наука, СО, 1979.
11. Флеров Б.Л., Индолев Л.Н., Яковлев Я.В., Бичус Б.Я. Геология и генезис оловорудных месторождений Якутии. – М.: Наука, 1971.
12. Япаскурт О.В. Литогенез и полезные ископаемые миогеосинклиналей. – М.: Недра, 1992.
13. Tectonic setting of and plutonic belts of Yakutia, northeast Russia, based on  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology and trace element geochemistry / P.W.Layer, R.Newberry, K.Fujita et al. // Geology. 2001. Vol. 29. P. 167–170.



УДК 553.411.068.36 (470.5)

© А.В.Бражник, Н.М.Риндзюнская, А.И.Ладыгин, 2003

## ЗОЛОТОНОСНЫЕ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАТАЛАМБИЮ, ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ

А.В.Бражник, Н.М.Риндзюнская (ЦНИГРИ МПР России), А.И.Ладыгин (ОАО «Интагео»

*Рассмотрены геологическое строение золотоносной коры выветривания месторождения, основные типы золоторудной минерализации, являющейся первоисточником золота в коре выветривания, особенности преобразования минерализованной зоны гипергенными процессами. Выделены морфологические и литолого-минералогические типы золотоносной коры выветривания, приведены данные по особенностям распределения золота и его типоморфизму.*

Золотоносные коры выветривания месторождения Каталамбию расположены в пределах Росомахинского рудно-россыпного района, металлогения которого тесно связана со становлением Хобеизского тектономагматического поднятия. Последнее представляет собой крупную положительную структуру, осложняющую северо-восточную часть Ляпинского антиклинория и несколько вытянутую в северо-восточном направлении в соответствии с ориентировкой блокоограничивающих региональных разрывов. Анализ гравиметрических данных позволил некоторым исследователям (Н.К.Берлянд и др.) высказать предположение о том, что эта структура, как и ряд других, более мелких, сформировалась в рифей-палеозойское время на основе архейско-протерозойских куполов [4]. В пределах тектономагматического поднятия проявлено несколько систем разрывных нарушений, среди которых наиболее отчетливо выражена северо-восточная, играющая главную роль в локализации золотого оруденения.

Центральная часть тектономагматического поднятия сложена кристаллическими образованиями няртинского комплекса, щокурьинской и маньхобеинской свит и рассматривается нами в качестве Няртинского рудного района, северо-восточный край которого расположен в пределах Республики Коми, где известны россыпи и рудопроявления золото-кварцевой формации. На юго-западе района находится Яротошорское рудопроявление золото-сульфидно-кварцевого типа. Прожилково-вкрапленная золоторудная минерализация приурочена к пологим тектоническим зонам расщепления и милонитизации. Содержания золота достигают первых десятков грамм на 1 т.

Росомахинский рудно-россыпной район отвечает локальной сложно построенной сводово-блоковой структуре северо-западной ориентировки, осложняющей северо-северо-западное крыло Хобеизского тектономагматического поднятия. Оно сложено в различной степени метаморфизованными рифей-вендскими и ордовикскими толщами, участвующими в формировании ряда крупных складчатых структур северо-восточной ориентировки. К региональным тектонически ослабленным зонам в осевых частях крупных антиклинальных структур и узлах пересечения различно ориентированных разрывов приурочены гранитоидные массивы плитообразной или более сложной формы.

Границы рудного района совпадают с определенными группами разрывных нарушений, лишь северо-восточная отвечает области замыкания Санаизской антиклинали, подчеркнутой полем развития нижнеордовикских пород и дугообразной формой долины р. Кожым.

В геологическом строении района главную роль играют рифей-вендские метаморфические толщи, формирующие относительно широкие антиклинали (Санаизская) и узкие синклинали (Балбаньинская) северо-восточного простирания, крылья которых осложнены разрывами близкой ориентировки. Среди магматических образований наиболее широко представлены гранитоиды (кожымский и парнукский комплексы), слагающие крупные массивы неправильной формы (Народненский, Кожымский и др.) и плитообразные тела значительной протяженности, преимущественно северо-восточной ориентировки (Хаталамба-Лапчинский). Массивы гранитоидов локализуются в наиболее тектонически нарушенных осевых частях антиклиналей.

На северо-востоке района известны локальные поля вулканитов базальт-риолитовой формации, также ориентированные в северо-восточном направлении; исключительно широко представлены разновозрастные дайки среднего-основного состава.

Среди разрывов доминирует система нарушений северо-восточного простирания, прослеживающаяся далеко за пределы района как в северо-восточном, так и юго-западном направлениях. На длительность формирования и значительную глубину заложения разрывов указывают локализация в их пределах многофазных массивов гранитоидов (Хаталамба-Лапчинский и др.), даек среднего-основного состава, контроль этой же системой разрывов полей базальтоидов и риолитов, зон гидротермально измененных пород, а также участков развития кор выветривания. К ним относится и Росомахинская зона, рассматриваемая как система разломов глубокого заложения.

Разрывы северо-западного простирания выражены менее контрастно, чем северо-восточного, однако их роль важна, поскольку они определяют блоковое строение района и, как следствие этого, основные различия в металлогении отдельных блоков.

Росомахинская рудная зона расположена в приосевой части Санаизской горст-антиклинали и представлена серией сопряженных зон смятия и разноранговых разрывных нарушений. Формирование ее связывают с эволюцией разлома глубокого заложения. Вытянутая в северо-восточном направлении более чем на 70 км при ширине 1–8 км рудная зона характеризуется широким развитием и разнообразием разновозрастных продуктов магматизма, высокой интенсивностью и многоэтапностью тектонических деформаций пород, проявлением приразломных метасоматитов и разного рода продуктов гидротермальной деятельности, в том числе хрусталеносных жил. Наиболее четко структура прослеживается в образованиях рифея.

В последние годы к северо-западу от Росомахинской зоны по геолого-геоморфологическим данным выявлена еще одна субпараллельная зона разрывов северо-восточного простирания. Одна часть из этих нарушений сформировалась на неотектоническом этапе развития региона, другая — совозрастна Росомахинской и другим зонам и в связи с этим требует оценки. На возможные перспективы золотоносности этих структур указывают отрывочные сведения, полученные в основном при изучении россыпей района.

Таким образом, Росомахинский рудно-россыпной район характеризуется отчетливо выраженной золотой специализацией, проявляющейся в обилии россыпей, широком распространении проявлений коренной золотоносности (преимущественно рудопроявлений золото-кварц-сульфидной формации — Пологое, Синильга, Караванное I и др.) и развитии золотоносных кор выветривания, в том числе месторождения Каталамбинское [1, 3–5, 7]. В районе известны небольшие рудопроявления золото-сульфидной формации — Лебединое, Караванное II и др.

Несомненный интерес представляют золотоносные коры выветривания, хотя перспективы выявления коренных месторождений золота, в том числе золото-сульфидно-кварцевой формации, достаточно высоки.

Экзогенная золотоносность Росомахинского и Малдинского районов изучена наиболее детально. При поисково-оценочных и разведочных работах Интинской ГРЭ открыты более десяти россыпных месторождений. Среди них наиболее крупные россыпи рек Балбанью с притоком Пелингичей, ручьев Сюразьрузьвож и Безымянка, долины р. Кожым. На территории широко развиты мелкозалегающие террасовые россыпи долин средних и высоких порядков, долино-террасовые россыпи долин первых порядков и погребенных древних (Р, N–Q<sub>3</sub>) долин. Продуктивность россыпей от 300–500 до 1000 кг/км.

Территория Росомахинского рудно-россыпного района перспективна на поиски золотоносных кор выветривания, что подтверждается разведанными объектами (Каталамбинское) и отдельными рудопроявлениями золота в корах выветривания. На территории широко развиты золоторудные и золотосодержащие проявления, благоприятные для формирования этого типа экзогенных месторождений (золото-сульфидный, золото-сульфидно-кварцевый, золото-полиметаллический и другие типы прожилково-вкрапленных руд). По тектоническим зонам, контролирующим золотое оруденение, развиты контактово-карстовые и линейно-трещинные коры выветривания. Эталонное для района Каталамбинское месторождение находится в водораздельной части хребта Росомаха в междуречье Малая Каталамбия и Сана-Вож. Оно прурочено к полосе пород позднерифейского возраста в пределах Росомахинской зоны, которой на картах трансформации поля  $\Delta gV_{zzz}$  отвечает протяженная линейная отрицательная аномалия интенсивностью до 60 единиц, совпадающая с зоной разуплотнения по данным грависъемки. Наи-

более четко структура прослеживается в образованиях рифея, в комплексе палеозойских пород она проявлена гораздо хуже. На водоразделах Росомахинского хребта сохранились локальные впадины, понижения и зоны тектонических уступов, перспективные на выявление линейных кор выветривания [7].

В структурном плане золотоносную зону формируют субпараллельные разрывы и зоны расщепления северо-западного падения и системы крутых, часто опрокинутых, складок нескольких порядков (от первых метров до 50–60 м) с падениями осевых плоскостей в том же, северо-западном, нехарактерном для структур Приполярного и Полярного Урала, направлении. Эти структуры связываются нами с обратными взбросами во фронтальной зоне надвига, что подтверждается характером привзбросовой складчатости. Юго-восточные крылья складок часто осложнены взбросами и характеризуются крутым ( $45-65^\circ$ ) падением пород, северо-западные — более пологие ( $30-50^\circ$ ) и осложнены сбросами. С разрывными нарушениями северо-восточного простирания связаны линейные минерализованные зоны, к одной из которых приурочено Каталамбинское месторождение. Более поздними по отношению к структурам северо-восточного направления являются разрывы северо-западного простирания, которые имеют характер сдвигов и в ряде случаев являются рудоограничивающими.

Основной объем продуктивного оруденения Каталамбинского месторождения сосредоточен в образованиях золотоносной линейной коры выветривания, сформированных за счет выветривания сланцев позднего рифея, вмещающих первичную прожилково-вкрапленную минерализацию и слагающих минерализованную зону (рис. 1). Линейная крутопадающая ( $55-60^\circ$ ) рудолокализирующая структура, приуроченная к зоне интенсивной трещиноватости и расщепления в сланцах, протягивается более чем на 2 км при ширине более 250 м. В ее пределах породы милонитизированы и гидротермально изменены. Зона не имеет четких ограничений вкост простирания, так как наряду с виргацией тектонических элементов широко распространены обособленные кулисные участки катаклазитов, милонитов, метасоматических изменений, часто несущих рассеянную продуктивную минерализацию. Зона выделена по совокупности геологических, тектонических и минералого-геохимических признаков, среди которых к наиболее информативным относятся интенсивность

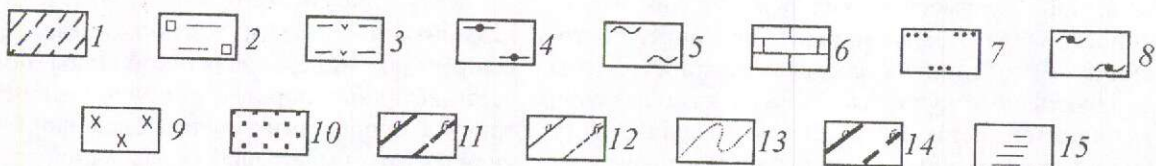
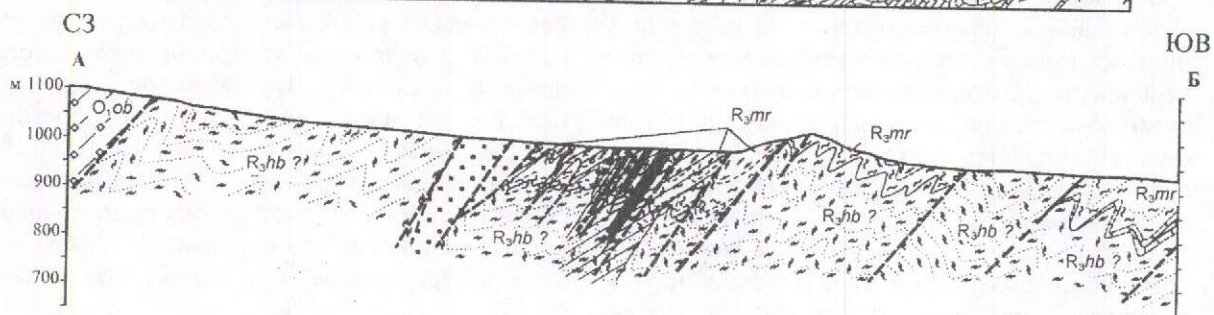
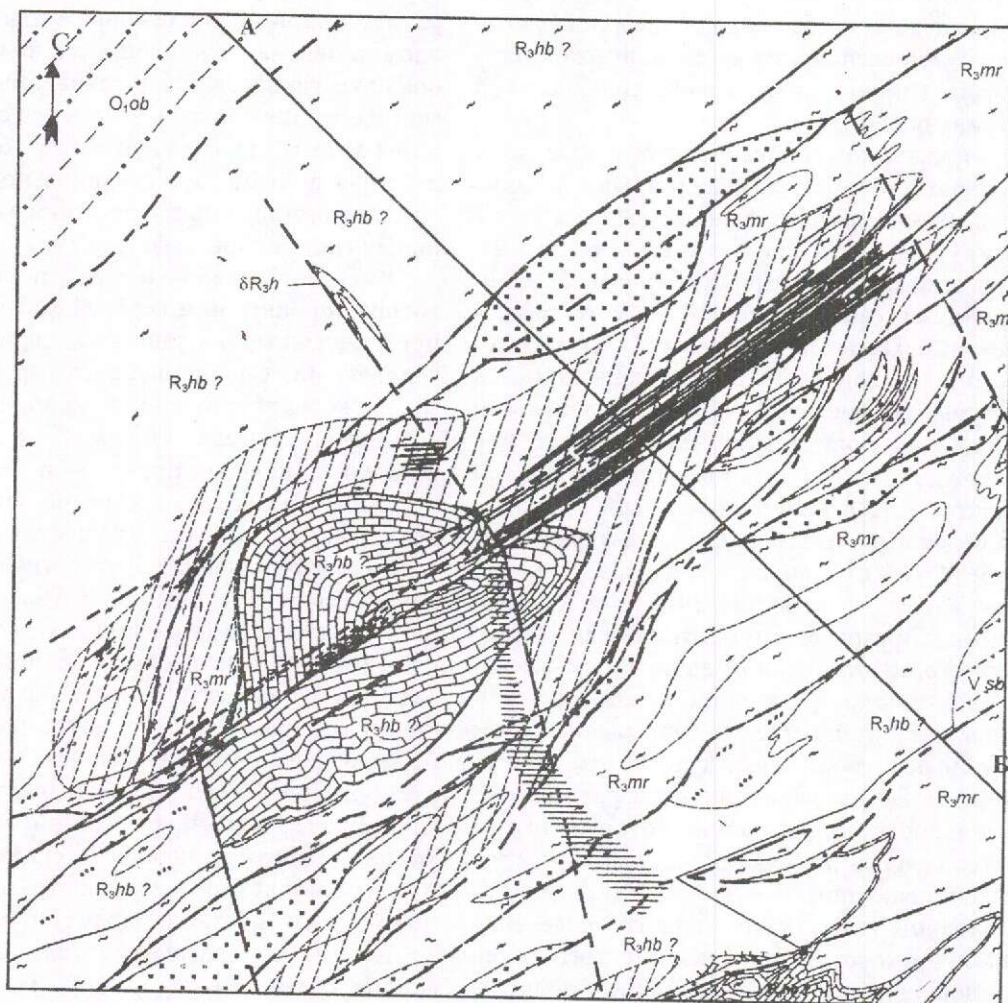
проявления кварц-серицитовых изменений, насыщенность кварцевыми прожилками и степень вкрапленной сульфидизации. Положение минерализованной зоны в основном совпадает с ореолом развития березитоидных изменений слабой интенсивности и подчеркивается геохимическими ореолами золота, в меньшей степени меди и некоторых других элементов. В результате действия агентов выветривания по первичным рудам сформировались золотоносные образования линейной коры выветривания.

Вмещают первичные руды породы нижней толщи мороинской и верхней хобеинской свит, представленные кварцитами, серицит-хлорит-кварцевыми, серицит-кварцевыми парасланцами, реже карбонат-хлорит-кварцевыми ортосланцами. Породы смяты в изоклинальные складки нескольких порядков и метасоматически изменены, что существенно затрудняет реконструкцию стратиграфической последовательности отложений. Литологический состав пачки весьма изменчив и определяется чередованием и латеральной сменой алевритовых, алевропелитовых и пелитовых разностей, иногда с различным содержанием карбонатной составляющей. Корневая часть и юго-западный фланг минерализованной зоны выходят в породы подстилающей хобеинской свиты, сложенной мраморами, серицит-альбит-хлорит-кварцевыми, хлорит-альбит-кварцевыми, углеродисто-хлорит-серицит-кварцевыми, часто полосчатыми или микроплойчатыми парасланцами.

Кварциты, слагающие тела линзовидной формы среди сланцев рифея, на наш взгляд, представляют собой метасоматические образования и их положение контролируется тектоническими элементами. Протяженность тел кварцитов может достигать 1,5 км при мощности до 200–250 м в местах максимальных раздувов. Тела кварцитов приурочены к системе разрывов северо-восточного простирания, осложняющих крылья складок 2–3-го порядка, и характеризуются северо-западным падением под углами  $45-60^\circ$ .

Метаморфизм всех пород отвечает средним–низким ступеням зеленосланцевой фации. В пределах минерализованной зоны большая часть исходных пород в различной степени затронута процессами гипергенеза с формированием спектра выветрелых образований от дезинтегрированных сланцев и кварцитов до маршаллитов и структурных глин.

Рудоносные образования месторождения приурочены к серии разрывов, осложняющих се-



веро-западное крыло синклинали складки 3-го порядка, ядро которой сложено породами мороинской свиты. Минерализованная зона в плане имеет *V*-образную форму (см. рис. 1). В юго-западной части она расщепляется и обтекает крупный линзовидный (мегабудина) блок мраморов, представляющий поперечную складчатую антиформу 4-го порядка, таким образом разделяясь на северо-западную и юго-восточную ветви. Северо-западный контакт мраморов со сланцами тектонический. Сигмоидальная форма разрывов, формирующих эти ветви, может указывать на их левосдвиговую природу и возраст, предшествующий предполагаемому надвику ордовикских образований на комплексы рифея. К настоящему времени наиболее изучены северо-восточный фланг зоны, в пределах которого сосредоточены основные ресурсы участка, и ее наиболее крупная северо-западная ветвь, где были проведены основные объемы горных работ. В верхней части, в интервале от первых метров до 250 м и более от поверхности, минерализованная зона преобразована в линейную кору выветривания предположительно мезозойского возраста. Выделяются зона дезинтеграции и зона гидратации и выщелачивания. Как правило, последняя приурочена к участкам наибольшей гидротермально-метасоматической проработки пород.

Насыщенность минерализованной зоны кварцевыми жилами и прожилками крайне неравномерна. Они наиболее распространены в серицит-хлорит-кварцевых сланцах мороинской свиты и в углеродистых и альбит-серицит-хлорит-кварцевых полосчатых сланцах, отнесенных нами к хобеинской свите. Основная масса жил и прожилков концентрируется в полосе шириной около 1 км между тектоническим контактом с породами обеизской свиты на северо-западе

участка и разломом северо-восточного простирания в верховьях р. Большая Каталамбю. Большинство жил и прожилков относятся к жилам выполнения. Морфология и размеры их обусловлены конфигурацией вмещающих полостей трещин скола и отрыва и широко распространены структурами будинажа. Мощные (более 0,5 м) жилы сложены преимущественно хрусталеносным кварцем, простирание и падение их отвечают генеральному направлению структур. По характеру околосильных изменений, текстурно-структурным признакам и спектру минералов жильного выполнения (кварц, серицит, мусковит, монтмориллонит, фуксит, хлорит, часто крупночешуйчатый, карбонаты, пирит, халькопирит, пирротин, реже другие сульфиды — арсенопирит, марказит и др.) золотоносные жилы обнаруживают сходство с хрусталеносными образованиями.

Прожилки и мелкие жилы кварца, участвующие в строении минерализованной зоны, находятся в различных соотношениях со сланцеватостью и поверхностями кливажа. Преобладают согласные, иногда будинированные, гораздо реже встречаются секущие, без следов пластических деформаций. На удалении от разрывов расланцевание менее интенсивное, вмещающие сланцы разбиты кливажем на систему линзовидных пластин до нескольких сантиметров длиной, внутри которых сланцеватые структуры проявлены слабо. Иногда в них заметна полосчатость, образующая тупые углы с кливажными поверхностями и характеризующаяся сигмоидальной формой, что указывает на направление перемещения этих линзовидных микропластин. Прожилки, секущие сланцеватость, часто будинированы. В маломощных участках жил вблизи выклинивания формируется четковидный шлейф мелких, согласных со сланцеватостью

Рис. 1. Геологические план и разрез Каталамбинского месторождения:

1 — мезозойская кора выветривания: суглинки, реже супеси с обломками выветрелых сланцев, структурные глины, маршаллиты; 2 — обеизская свита ( $O_{1ob}$ ): кварцевые и кварцитовидные песчаники, гравелиты, реже кварциты по гравийно-галечным конгломератам; 3 — саблегорская свита ( $Vsb$ ): метаэффузивы основного и среднего состава; мороинская свита ( $R_{3mr}$ ): 4 — парасланцы филлитовидные, углеродисто-серицит-хлорит-кварцевые, реже серицит-хлорит-кварц-карбонатные с маломощными линзами кварцитов, 5 — парасланцы серицит-хлорит-кварцевые, серицит-кварцевые; хобеинская (?) свита ( $R_{3hb}$ ): 6 — мраморы, 7 — метапесчаники полимиктовые, 8 — парасланцы углеродисто-хлорит-серицит-альбит-кварцевые, углеродисто-серицит-альбит-кварцевые сланцы с линзовидными прослоями песчаников; 9 — дайки диоритов позднерифейского каталамбинского комплекса; 10 — тела метасоматических кварцитов; 11 — разрывные нарушения (*a* — достоверные; *b* — предполагаемые); 12 — геологические границы (*a* — достоверные; *b* — предполагаемые); 13 — тип складчатости; 14 — минерализованные зоны (*a* — установленные; *b* — предполагаемые); 15 — промышленная россыпь ближнего сноса

линз. Будины отчетливо обособлены, порой связаны друг с другом тонкими перешейками, соответствующими зонам сближенных кливажных поверхностей. Форма будин линзовидная, реже сигмоидальная. Жилы характеризуются чередованием раздувов и пережимов. Агрегированный кварц жил имеет гранобластовую структуру, без явной зональности по размеру зерен. Основным результатом кливажа в минерализованной зоне можно считать формирование больших объемов рассеянных линзовидных прожилков кварца, субсогласных со сланцеватостью. В околожилном пространстве окварцевание проявляется в виде неправильных гнезд, линз и прожилковых, как послойных, так и секущих, обособлений кварца с сопутствующей пиритовой вкрапленностью.

Околорудные метасоматические изменения зон прожилкования и пиритовой вкрапленности выражаются в развитии тонкозернистого (размер зерен менее 1 мм) кварца, слабой серицитизации и образовании магнизиально-железистых гидрослюд, а во внешних зонах колонок — хлорита, гематита, магнетита.

Первичные рудные зоны прожилково-вкрапленной минерализации имеют постепенные переходы к безрудным породам. Как правило, золотоносные образования приурочены к системам трещин кливажа осевой плоскости изоклиналильных складок преимущественно в парасланцах мороинской свиты. В то же время, в некоторых случаях повышенные содержания золота, связанные с убогой вкрапленностью пирита, устанавливаются в мраморизованных доломитах и кварцитах. Протяженность рудных зон достигает 1200 м, ширина — 100 м, установленная бурением глубина развития продуктивного оруденения превышает 250 м. Падение зон северо-западное (300–320°) под углом 45–55°. Форма зон преимущественно линзовидная. Прожилково-вкрапленная минерализация представлена сериями маломощных непротяженных линзовидных прожилков кварца с ореолом убогой или редкой вкрапленности сульфидов, иногда с магнетитом и гематитом. Содержания золота в прожилках могут составлять первые граммы на 1 т. Как правило, золотоносные образования приурочены к системам трещин кливажа осевой плоскости изоклиналильных складок преимущественно в парасланцах. В то же время, в некоторых случаях повышенные содержания золота, связанные с убогой вкрапленностью пирита, отмечаются в мраморизованных доломитах и кварцитах.

Рудные тела выделяются в пределах минерализованной зоны, преобразованной процессами

выветривания, по данным опробования, исходя из бортового содержания 0,2 г/т. Они занимают субсогласную позицию по отношению к минерализованной зоне, характеризуются линзо- и плитообразной формой, протяженностью до 1000 м при мощности от первых метров до 30 м и более. По падению прослежены на 150–200 м. Ввиду сложного внутреннего строения минерализованной зоны, отсутствия литологического контроля или приуроченности рудных концентраций к определенной части зоны геометризация рудных тел затруднена, а подсчет запасов выполнялся с применением коэффициента рудоносности. Наиболее продуктивна зона пестрых бесструктурных глин с прослоями ожелезненных маршаллитов. Увязка рудных тел проводилась на основе их приуроченности к тектоническим зонам. В качестве ограничений рудоносных зон по простиранию учитывались поперечные северо-западные разрывы.

Прожилковое оруденение представлено сериями непротяженных линзовидных прожилков кварца мощностью от долей миллиметра до 10 см и убогой или редкой вкрапленностью пирита, иногда магнетита, реже халькопирита. Кварц чаще прозрачный, иногда с агрегатами хлорита, мусковита-серицита и железистого карбоната, часто в ассоциации с гидроксидами железа. Содержания Au в прожилках колеблются от 0,04 до первых грамм на 1 т. Сульфидная вкрапленность представлена преимущественно тонкозернистым агрегированным или кубическим (реже пентагондодекаэдрическим) пиритом. Гораздо реже встречаются пирротин, арсенипирит, марказит, сфалерит. Среди других рудных минералов преобладают оксиды — магнетит, мартит, гематит, ильменит, рутил. Широко развиты также зоны пиритовой вкрапленности, связанные с внутренними зонами околорудных хлорит-серицит(мусковит)-кварцевых метасоматитов вдоль северо-восточных разрывов. Протяженность зон вкрапленности превышает 100 м, мощность чаще всего составляет от 0,2 до 1 м. Содержание пирита в метасоматитах колеблется от долей до 5–10%. Последний присутствует в виде отдельных кубических кристаллов (иногда частично окисленных) размером от долей миллиметра до 1–1,5 мм, редко более. В целом пиритизированные сланцы можно отнести к слабозолотоносным, содержания Au в них колеблются в пределах 0,02–0,80 г/т.

Золотоносность кварцитов в целом фоновая и определяется, на наш взгляд, как и для жил хрусталеносного кварца, положением относительно минерализованной зоны. В случае, если в

них наблюдается убогая вкрапленность пирита, содержания Au повышаются до 0,14–0,30 г/т. По данным опробования керн скважин в убого- и слабосульфидизированных кварцитах они могут достигать 1–1,5 г/т.

В целом первичные руды участка могут быть отнесены к убого- и малосульфидным, содержание сульфидов редко превышает первые проценты.

Золото в рудах преимущественно свободное (до 85%), более 50% относится к классу  $-0,5$   $+0,25$  мм. Среди золотин преобладают кристаллы кубической и октаэдрической формы и их агрегаты размером 0,01–0,5 мм или пленочные выделения от ярко- до темно-желтого цвета. Проба золота варьирует от 890 до 940‰. В первичных рудах преобладает мелкое и тонкое золото, но есть все основания предполагать, что присутствует и относительно крупное свободное золото. Это подтверждается находками крупных золотин рудного облика (0,2–1,5 мм) в коровых образованиях. О присутствии крупного золота может свидетельствовать также его наличие в россыпи р. Большая Каталамбию, истоки которой расположены в пределах площади Каталамбинского месторождения. О наличии в минерализованной зоне тонкодисперсного золота можно судить по существенной разнице между содержаниями золота в одной и той же пробе по данным пробирного и шлихового анализов.

Основными элементами-примесями являются серебро и медь. Содержания Ag колеблется от 0,09 до 19,05% (среднее 2,7%). В 60% анализов установлены содержания Cu от сотых долей процента до 0,40%. В некоторых пробах выявлены микропримеси Pd 0,07%, Pt до 0,83% и Hg 0,45%.

Кора выветривания представлена преимущественно линейно-трещинным типом, но на тектоническом контакте мраморов и кварц-сланцевых сланцев развиты контактово-карстовые процессы корообразования.

Из известных российских месторождений золота в коре выветривания Каталамбинское расположено на наибольшей абсолютной высоте — 1000–1100 м, что не характерно для подобных месторождений. Сохранность коры выветривания обусловлена структурно-геоморфологическим положением участка, который приурочен к локальной впадине на водоразделе, глубоким проникновением корообразовательных процессов по зоне трещиноватости, а также «молодостью» эрозионных процессов верхнего отрезка р. Каталамбию, не успевших полностью уничтожить рыхлый материал.

Возраст сохранившейся остаточной коры выветривания неполного профиля трактуется неоднозначно. Нами он определяется как мел-палеогеновый. Хотя нельзя, конечно, исключать возможность наложения мел-палеогеновых процессов корообразования на более древние коры выветривания.

Мощность коры выветривания, а также степень проработанности горных пород процессами выветривания неравномерно варьируют в пределах месторождения, причём изменения эти наблюдаются по простиранию и латерали минерализованной зоны, а также в вертикальном разрезе. Это зависит от ряда факторов: вещественного состава первичных горных пород; степени нарушения их тектонической или первичной трещиноватостью, обусловившей их повышенную проницаемость для атмосферных и грунтовых вод; интенсивности проработки гидротермальными процессами; неравномерной насыщенности сульфидами; положения уровня грунтовых вод; наличия различных геохимических барьеров; разной степени эродированности коры выветривания на различных участках месторождения. Наиболее полно кора выветривания сохранилась в пониженных участках рельефа, которые совпадают с зоной наибольшей тектонической и гидротермальной проработки в центральной зоне месторождения. Корообразовательные процессы здесь проникли до глубин 140–250 м, а гипергенный профиль коры выветривания представлен наиболее полно. Истинная мощность коры выветривания не определена, так как ряд скважин не вошел в плотные коренные породы. На фланговых участках мощность коры выветривания не превышает 2–3 м. В пределах карбонатных пород кора выветривания практически выклинивается. Наибольшая ее мощность наблюдается в центральной части минерализованной зоны и вблизи контакта карбонатных и алюмосиликатных пород и постепенно уменьшается к северо-востоку.

В гипергенном профиле коры выветривания выделяются три зоны, для которых характерны постепенные переходы по вертикали, а также типичные для линейных кор выветривания плавные изменения по латерали от наиболее зрелых горизонтов в центральной части к слабо проработанным на периферии (сверху вниз): 1 — бесструктурные пестрые ярко окрашенные глины с прослоями суглинков, белых жирных каолинизированных глин, охр и маршаллитов (выделяемые условно низы зоны выщелачивания и начального гидролиза); 2 — структурные глины,

представленные пестрыми глинами с сохранением текстурных и структурных особенностей кварц-серицитовых сланцев, песчанистыми глинами, глинистыми песками, интенсивно глинизированными обломками сланцев (зона гидратации и выщелачивания); 3 — сапролиты, представляющие нижний горизонт, соответствующий зоне дезинтеграции. Общая мощность горизонтов 1 и 2 достигает 170 м. По латерали месторождения эти зоны также постепенно выклиниваются в северо-восточном направлении. Мощность линейной коры выветривания и отдельных ее горизонтов изменяется зонально от центра (наиболее мощная и зрелая кора выветривания) к периферии с некоторым смещением на северо-запад; горизонт пестрых (бесструктурных) глин плавно выклинивается и сменяется горизонтом структурных глин и, наконец, сапролитом.

На восточном замыкании складки мраморов в центральной части месторождения развита кора контактово-карстового типа, отличная от описанной выше линейно-трещинной прежде всего отсутствием четко выраженных горизонтов гипергенного профиля. Она характеризуется перемешанностью материала: более зрелые горизонты глинистой коры перекрываются сверху сапролитом, что можно объяснить провалами и просадками за счет карстового процесса, развивавшегося синхронно с корообразованием или позднее его. Преобладают супеси в различной степени ожелезненные, что придает пеструю окраску коровым образованиям. Отдельные маломощные горизонты представляют собой скопления охры среди супесчаного и песчаного материала существенно кварцевого состава. В глинистом и песчаном заполнителе содержатся выветрелые, реже слабо выветрелые обломки окварцованных мраморов, метасоматически измененных сланцев, мелкие обломки жильного кварца. Количество и размерность обломков уменьшаются снизу вверх по разрезу. Среди карстовых образований в нижних горизонтах встречаются линзы маршаллитов.

Состав глинистых минералов и их количество изменяются снизу вверх по гипергенному профилю коры выветривания. В зоне дезинтеграции новообразованных глинистых минералов мало. Пелитовая фракция состоит преимущественно из первичного мусковита, тонкодисперсного кварца, присутствуют тонкодисперсный гидротермальный гематит и незначительное количество каолинита. В верхней части появляется вторичный гётит. В алевритовой фракции при-

сутствуют гидрослюда (до 70%), единичные зерна кубического окисленного пирита.

Минеральный состав зоны гидратации и выщелачивания неоднороден. В вертикальном разрезе снизу вверх по горизонту структурных глин увеличивается глинизация пород при сохранении текстурно-структурных признаков сланцев. По данным рентгеноструктурного анализа в состав глин входит значительное количество мусковита, но увеличивается содержание каолинита, по-прежнему присутствуют кварц и новообразованный гётит. Преобладают гидрослюды, в тяжелой фракции — единичные кристаллы кубического окисленного пирита, октаэдры магнетита, гидроксиды железа. В легкой фракции — гидрослюда, кварц, единичные зерна маршаллитоподобного кварца. Некоторые кристаллы магнетита в результате окисления псевдоморфно заместились гётитом. Увеличивается количество глинозема, но только в коре выветривания на участках развития каолинита.

В горизонте бесструктурных глин во всех образцах по данным рентгеноструктурного анализа возрастает количество каолинита, который в ряде случаев играет главную роль, но слабо измененные слюды по-прежнему присутствуют. Кварца, как привило, много. Есть гидрослюды, лимонит, гематит, ильменит, сфен. Каолинит развивается по мусковиту и парагониту. В верхних частях профиля часто встречаются участки маршаллитов с примесью глинистого материала (от 1 до 13%) и обломков пород. Породы сложены зернами кварца алевритовой фракции 0,1–0,01 мм. Основными компонентами тяжелой фракции маршаллитов являются гидроксиды железа, на уровне следов отмечаются пироксен, эпидот, лейкоксен, амфибол, рутил, турмалин, сульфиды (пентагондодэкаэдры окисленного пирита, единичные игольчатые кристаллы арсениопирита). В легкой фракции, кроме кварца, мусковита, серицита, в небольших количествах присутствуют полевой шпат и органические остатки, характерны хорошо ограненные кристаллы горного хрусталя. По данным лабораторных исследований кварц, составляющий 73% маршаллитов, представлен низкотемпературной разновидностью. Максимальные содержания Au в маршаллитах по данным пробирного анализа 8,3 г/т, средние — от 3,8 до 4,2 г/т.

В глинистых продуктах коры выветривания происходит дальнейшее незначительное увеличение концентраций золота, что, однако, может быть обусловлено и первичной неоднородностью оруденения. Продукты конечной стадии



преобразования — структурные глины — характеризуются более однородным распределением золота и упорядоченной структурой корреляционных связей. Накопление золота в глинистых продуктах кор выветривания в основном остаточное, обусловленное выносом рудогенных элементов и легкорастворимых минералов рудовмещающих пород, их перераспределением и отложением преимущественно в рудовмещающих породах всяческого бока. Распределение золота по простиранию рудоносной зоны неравномерное.

По данным Тульского НИГПИ, извлечение золота из маршаллитов гравитационными методами составляет 95–98%, основная его масса представлена свободными формами. Встречались единичные золотины с «вдавленными» зернами кварца — сростки гипергенного происхождения. В классе  $-0,5+0,25$  мм содержится 53–76,7% от всего количества шлихового золота, в одной из проб присутствовало до 22% более крупного золота  $-1+0,5$  мм, в классах  $-2+1$  мм всего 0,5%,  $-0,25+0,1$  мм — 20%, а более тонкого золота всего 0,5%. В целом золота мельче 0,5 мм от 77 до 88% (аналитик И.И.Овсянников, 1992 г.).

Золото коры выветривания по данным анализа технологических проб представлено мелкими ( $-0,5+0,1$  мм), тонкими ( $-0,1+0,05$  мм) и пылевидными ( $-0,05$  мм) классами. Преобладает мелкое и тонкое золото, 60–70% и более составляет Au размером  $-0,5+0,1$  мм, а размером  $-1+0,5$  мм — 20%. Золото крупнее  $+1$  мм, как исключение, иногда может присутствовать в количестве до 45%. Центробежной сепарацией извлекалось только 0,1% от всей массы золота, цианированием из хвостов гравитации — 89,1%. Разнообразие классов крупности золота и его пробы свидетельствует о разных источниках питания: кварцевые жилы, зоны сульфидной и магнетитовой минерализации. Важнейшее значение имеют зоны кварц-сульфидной прожилково-вкрапленной минерализации.

Преобладают выделения золота смешанного (гемиидиоморфного) типа с некоторыми вариациями морфологии. В крупных классах ( $-2+1$  мм) встречаются сростки кристаллов с плоскими гранями и ступенями роста, в более мелких — до 80% выделений имеют кристаллическую форму, остальные гемиидиоморфную, пластинчатую и в виде сростков кристаллов. Кристаллы трехмерные и уплощенные, причем по мере уменьшения размеров число уплощенных частиц возрастает. В классе  $-0,5+0,25$  мм отдельные зерна имеют дендритовидные очертания. Поверхность золо-

та матовая и микробугорчатая, редко с металлическим блеском. Это указывает на разную степень преобразования золота в зоне гипергенеза. Многие золотины имеют включения гематита, отпечатки магнетита, а также примазки и включения гидроксидов железа. Во всех технологических пробах встречалось незначительное количество связанного золота. Данные технологических исследований и данные изучения коллекции шлихового золота в ЦНИГРИ показали, что при преобладании мелкого и тонкого золота (66–100%) диапазон классов его крупности довольно широк.

Проба золота главным образом высокая, более 900 до 960–990‰, значительно реже встречается проба 750–850‰, в единичных случаях 500–600‰. Высокопробное золото чаще всего находится в тесном сростании с гидроксидами железа (гематитом и гётитом). По данным микронзондового анализа самородного золота содержание Au в золотилах колеблется в интервале 95,99–99,57% и иногда составляет менее 90%. В одной из проб встречено зерно, в разных участках которого содержание Au составило 80,95 и 88,61%, а Ag соответственно 19,05 и 11,02%.

Основные элементы-примеси — серебро и медь. Содержание Ag колеблется от 0,09 до 19,05% (среднее 2,7%). В 60% анализов обнаружены содержания Cu от первых сотых до 0,40%. Отдельными анализами установлены микропримеси Pd 0,07%, Pt до 0,83% и Hg 0,45–6,9%.

Золото ниже зоны окисления было выделено и изучено Н.П.Остроумовой. Среди него выявляется раннее золото, для которого типичны скульптуры ступенчатого роста с элементами скелетной кристаллизации. Оно отличается широкими вариациями пробы (Au 85,5–94,1%) и повышенной концентрацией примеси Cu (0,4–1,3%). Позднее золото покрывает не всю поверхность раннего, а в виде скелетных скипетровидных кристаллов образует автоэпитаксиальные нарастания на дефектные участки ребер кристаллов раннего золота. Для позднего золота характерны более высокая проба Au (98,4%) и низкая концентрация примеси Cu (0,1%). В микрорельефе золотин прослеживаются признаки опережающего выщелачивания, предшествующего отложению позднего золота. Они проявляются в разной степени. В одних случаях слабое растворение лишь способствует выявлению первичной субструктуры кристаллизации, в других — глубокое эндогенное растворение в сочетании с последующим гипергенным коррозионным преобразованием приводит к интенсивному расчлене-

нию поверхности и формированию неровного бугорчато-ямчатого рельефа.

В коре выветривания внутреннее строение выделений золота высокой и средней пробы (850–920‰ и выше) монозернистое (у мелких частиц) и разномзернистое (у более крупных) с преобладанием зерен средних размеров и более мелких в отрогках и выступах. Реже встречается золото относительно низкопробное (750‰), мелко- и тонкозернистое, с зональным строением. Оно присутствует в виде мелких обособленных выделений или цементирует высокопробные частицы. Золото высокой пробы часто пятнисто-неоднородное, иногда образует структуры распада твердого раствора с прорастаниями в матрице средней пробы, обусловленные метаморфизмом. На проявления последнего указывают также деформации двойников или пластин медистого золота, имеющих, в свою очередь, структуры распада твердого раствора с обособлением весьма высокопробных частиц в низкопробном медистом золоте.

По данным Л.А.Николаевой, гипергенные преобразования золота различной интенсивности представлены межзерновыми высокопробными прожилками, высокопробными обособлениями, коррозией. Форма выделений преимущественно правильного и смешанного (гемиидиоморфного) типов: кристаллы, обычно искаженные, их сростки, неполные кристаллы в сочетании с комковидными, ячеистыми, пластинчатыми образованиями. Подчиненную роль играют дендритоиды и дендриты. Распространены губчатые и комковидные частицы.

Очень своеобразна группа самородков, которые представляют собой агрегаты бурого железняка (сростки гидроксидов железа и остаточного магнетита) с включением обломков сланцев, кварца, горного хрусталя и пленочными наростами золота с поверхности агрегата и вторичными кристаллами в трещинах гидроксидов железа. Проба золота от 960 и до 990‰ в коррозионной оболочке. Здесь выделено два типа золота: остаточное размером более 0,1 мм и новообразованное губчатое, натечное, обохренное микронных размеров. При больших увеличениях в растровом микроскопе можно наблюдать, как гипергенное золото нарастает на поверхность сферолитов мартита, проникая внутрь его по нитевидным трещинам (рис. 2, 3). Кроме золота, присутствуют Ag до 10%, иногда хром. В золоте есть примеси, %: Ag 4,1, Ni 1,3, Zn 1,2, Fe 0,5, а также Cr и Co. Вторичное золото представляет собой большое количество слипшихся пы-

левидных частиц размером 0,5 мкм, образующих прожилки и пленки до 5 мкм. Распределение пылевидного золота подчиняется текстуре натечного агрегата бурого железняка. Магнетит трещиноватый, по трещинам развиваются гидроксиды железа, а также процесс мартитизации. Крупные выделения вторичного золота располагаются в гидроксидах железа, иногда их сростки заходят в разуплотненный магнетит-мартит и в трещинки магнетита. Структура золота от крупно- до тонкозернистой. Возможно, что часть тонкого золота высвобождалась при окислении магнетита после его замещения лимонитом и отлагалась на месте. Встречаются первичные сростки зерен золота и магнетита, а также агрегаты тонкозернистого кварца, сцементированного выделениями тонкодисперсного золота.

Присутствие гипергенных сростков золота с гидроксидами железа, образование наростов гипергенного золота на остаточном, на фоне преобладания золота с неглубокими гипергенными изменениями внутренней структуры, свидетельствуют о том, что более зрелые горизонты коры выветривания также были развиты, но впоследствии оказались эродированными.

Собственно литологический контроль оруденения на месторождении отсутствует, и, хотя большая часть минерализации приурочена к образованиям мороинской свиты, на наш взгляд, это обусловлено их большей тектонической проработкой и соответственно большей интенсивностью развития процессов корообразования по сравнению с породами хобейнской свиты. Таким образом, как первичное гидротермальное прожилково-вкрапленное оруденение, так и вторичное, связанное с линейной корой выветривания, контролируются преимущественно тектоническими элементами. Это подтверждается повышением содержания золота в любых образованиях, затронутых рудовмещающими разрывными нарушениями, будь то кора выветривания, разного рода сланцы, мраморы, кварциты или даже хрусталеносные жилы.

Распределение вторичного оруденения напрямую не связано с интенсивностью проявления гипергенных процессов, за счет которых происходит незначительное увеличение концентраций золота. В распределении золота не выявляется каких-либо закономерностей ни по простиранию, ни в вертикальном профиле. Поля высокоаномальных концентраций золота, как правило, сопровождаются ореолами свинца. Контрастные ореолы меди и кобальта развиты преимущественно на флангах разреза. Харак-

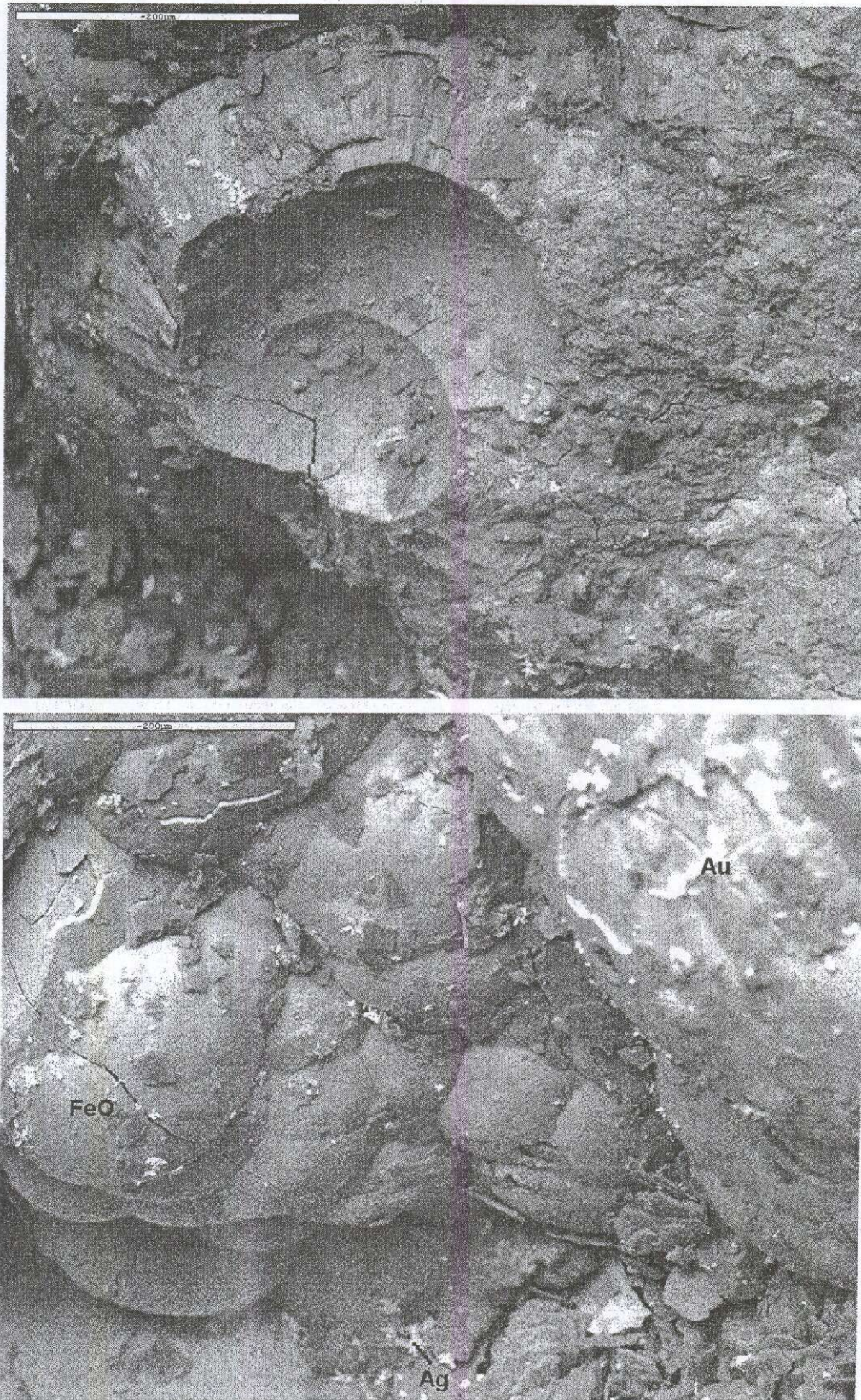


Рис. 2. Гипергенные выделения золота и серебра на радиально-лучистых агрегатах гидроксидов железа: золотины имеют форму плоских дендритоидов, округленных и лентовидных кристаллов, пленок

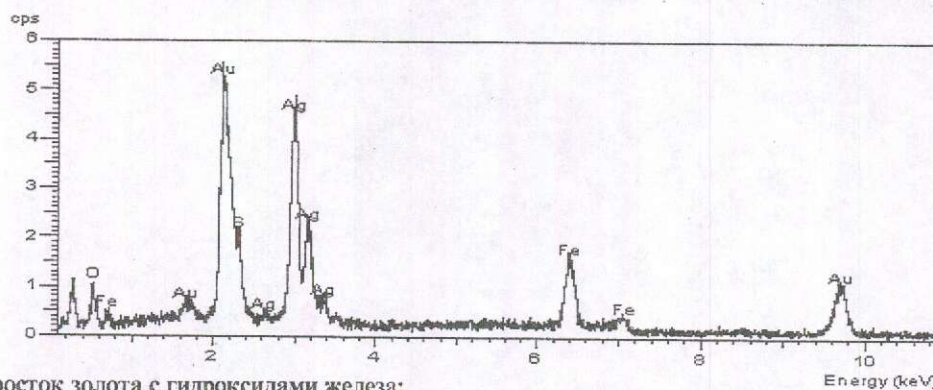
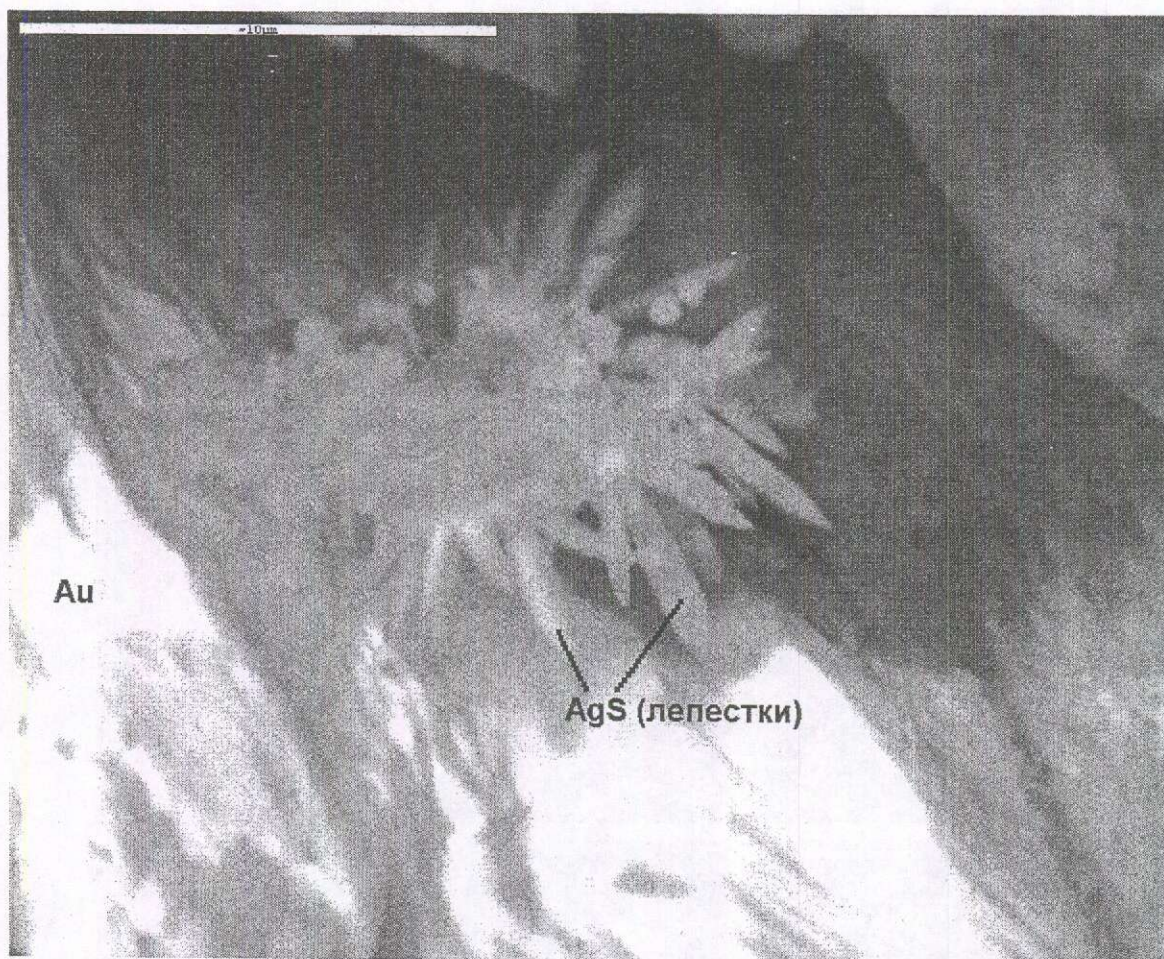


Рис. 3. Сросток золота с гидроксидами железа:

фазы Au: более низкопробное (серое), высокопробное с глобулями низкопробного; минералы серебра (акантит)

терной чертой геохимической структуры: продольного разреза является существенное увеличение концентраций Ba, Pb, Cu, Co, Ni, Mn в зоне контакта сланцевой толщи с карбонатными породами, что свидетельствует об экранирующей роли мраморов по отношению к большому числу рудных элементов.

Для первичных руд их границы в пределах минерализованной зоны, выделенные по содержаниям Au > 0,2 г/т, часто не соответствуют геологическим контурам и устанавливаются по результатам опробования. Степень богатства руд в ряде случаев обусловлена высокими первичными концентрациями металла, нежели гиперген-

ным его перераспределением. В некоторых разрезах можно отметить, что ограничения рудных тел совершенно не совпадают с границами подзон коры выветривания. Такие руды обычно первичные, гипергенные же, в большинстве случаев, соответствуют интервалам повышенной золотоносности в структурных глинах, маршаллитах и лимонитизированных супесях.

Результаты геохимических исследований подтверждают вывод о том, что золотоносные коры выветривания участка Каталамбинский сформировались по первично золотоносным гидротермально измененным слюдисто-кварцевым сланцам минерализованной зоны, характеризующимся прожилково-вкрапленным оруденением золото-сульфидно-кварцевого типа. Первичная золотоносность этих образований подтверждается тем, что средние содержания золота в дезинтегрированных сланцах в пределах рудоносной зоны в десятки раз превышают таковые для аналогичных пород за ее пределами.

Оруденение традиционно парагенетически связывается с гранитоидными интрузивами кожымского гранит-гранодиоритового комплекса позднерифейско-вендского возраста. Имеются также радиологические данные [2], указывающие на проявление в районе процессов позднепалеозойской тектономагматической активизации. Метасоматические образования и рудоносные прожилки возникли близкоодновременно и по данным радиологии относятся к позднему карбону (чаще перми)–триасу. Так, по К-Аг датировке возраст хлоритоидных сланцев 307–259 млн. лет, что сопоставимо с радиологическим возрастом (по адуляру, серициту и мусковиту) хрусталеносных жил ( $228 \pm 9$ – $278 \pm 11$  млн. лет [6, 8]) месторождения Желанное и датировками (Rb-Sr метод) гранитоидов кожымского интрузивного комплекса (228–254 млн. лет или 270–300 млн. лет). Близкий возраст приводится некоторыми авторами для золотоносных гидротермальных образований района. Так, по С.К.Кузнецову и др., возраст кварцевых, альбит-кварцевых, мусковитовых, фукситовых прожилков рудопроявления Чудное  $249 \pm 2$  млн. лет, что соответствует рубежу перми и триаса ( $262 \pm 7$  млн. лет [3]). Возраст фукситизированных риолитов В.П.Водолазская оценивает в  $230 \pm 5$  млн. лет [1, 4]. Как видно из приведенных цифр, все датировки отвечают одному и тому же позднекаменноугольно-пермтриасовому этапу тектономагматической активизации, характеризующемуся режимом общего растяжения.

Зоны прожилково-вкрапленного оруденения, сопряженные с кварц-серицитовыми метасоматитами в терригенных породах рифея участка Каталамбинский, сопоставимы с подобными образованиями Авзянского проявления. Глубина формирования оруденения оценивается в 2,5–3,5 км.

С учетом профилирующего значения гипергенного золотого оруденения, связанного с формированием линейных кор выветривания, месторождение может быть интерпретировано как минерализованная зона протяженностью более 1000 м по простиранию и 150–200 м по падению при ширине 100–150 м с неравномерным распределением золотой минерализации, что соответствует третьей группе месторождений по сложности геологического строения для целей разведки, согласно инструкции ГКЗ по применению Классификации запасов к золоторудным месторождениям. В 1999 г. для переработки золотосодержащих руд коры выветривания месторождения Каталамбию была предложена схема подземного выщелачивания.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Водолазская В.П., Шергина Ю.П., Котов К.Н.* Возраст и генезис гранитоидов Приполярного Урала // Отечественная геология. 1999. № 5. С. 48–55.
2. *Геолого-генетические основы прогноза и поисков месторождений золота в корях выветривания / Н.М.Риндзюнская, Р.О.Берзон, Т.П.Полякова и др.* – М.: ЦНИГРИ, 1995.
3. *Золоторудные проявления Западного склона Севера Урала и особенности Алькесовского участка / С.К.Кузнецов, Л.И.Ефанова, М.Б.Тарбаев и др.* // Золото, платина и алмазы Республики Коми и сопредельных регионов: Мат-лы Всероссийской конференции. Сыктывкар, 1998.
4. *Кожымская область тектоно-магматической активизации и ее золотоносность / В.П.Водолазская, Н.К.Берлянд, К.Н.Котов и др.* // Руды и металлы. 1996. № 4. С. 16–27.
5. *Перспективы золотоносности Полярного и Приполярного Урала / А.И.Ладыгин, С.Ю.Попов, М.Б.Тарбаев и др.* // Геологическая служба и МСБ России на пороге XXI века: Тез. докл. СПб., 2000.
6. *Попова В.И., Попов В.А.* Минералы-спутники в скважинах, жилах месторождения Желанное и кварцитов тельпосской свиты Приполярного Урала. — Сыктывкар: ГПИ «Полярноуралгеология», 1993.
7. *Риндзюнская Н.М., Полякова Т.П., Ладыгин А.И.* Золотоносные коры выветривания Приполярного Урала // Руды и металлы. 1996. № 4. С. 38–45.
8. *Тимонина Р.Г.* Петрология метаморфических пород Приполярного Урала. – Л.: Наука, 1980.

УДК 553.41:550.461 (574)

© С.Б.Берикболов, 2003

## ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ АЛТЫНСАЙ, КАЗАХСТАН

С.Б.Берикболов (ОАО «Волковгеология», Республика Казахстан)

*На основе гидрогеохимического опробования подземных вод месторождения Алтынсай приведены особенности их химизма в условиях аридного климата пустыни Бетпақдала. Выделенные по скважинам гидрогеохимические аномалии можно использовать при поисках различных типов эндогенной минерализации, возникающей в результате единого гипогенного рудогенетического процесса.*

Месторождение золота Алтынсай расположено в Северной Бетпақдале (Республика Казахстан). Рудное тело представлено кварцевой жилой северо-западного ( $290-300^\circ$ ) простирания, падающей на юго-запад под углом  $65-80^\circ$ . Четковидной формы жила прослежена по простиранию на 2100 м, по падению на 460 м. Мощность ее меняется от 0,5 до 0,1 м, а в северо-западной части в раздувах достигает 1,4 м. По падению мощность жилы уменьшается почти до полного выклинивания на глубине 300–460 м, на флангах — на глубине 30–60 м. Жила приурочена к разрывному нарушению — межпластовому срыву. Висячем боку ее залегают дайка гранодиорит-порфиров, дайкообразное тело диоритов и дайка долеритов, находящиеся в рвущих взаимоотношениях. В лежачем боку развиты ордовикские песчаники, конгломераты и туффиты. Сульфидная минерализация составляет менее 3% от общего объема жилы и распределена неравномерно, образуя редкую рассеянную вкрапленность, иногда небольшие скопления или прожилковые выделения. Наиболее распространенными минералами являются пирит, арсенопирит, золото, в подчиненном количестве присутствуют галенит, халькопирит, редко сфалерит, блеклая руда, самородное серебро. Распределение золота в жиле неравномерное. Содержания его колеблются от 0,03 до 1341 г/т. На глубине 30–60 м участки с промышленным содержанием золота располагаются в виде клиновидных блоков. С глубиной содержания золота убывают.

Для изучения гидрогеохимических особенностей на месторождении Алтынсай были отобраны пробы воды из 15 скважин, в 13 из которых вместе с водой содержались донные осадки из пылеватых частиц кластического материала пород и солевых выделений из вод (рисунок). Про-

бы воды и сухие остатки анализировались в лаборатории ВСЕГЕИ. Содержания Cu, Pb, Zn, Cd определены методом амальгамной полярографии с накоплением, а содержание F — потенциометрическим методом с помощью ионоселективного электрода. Полученные аналитические данные приведены в табл. 1 и 2. Данные об ионном составе подземных вод интерпретированы по классификации Е.Е.Беляковой, а распределение химических элементов в минеральной составляющей вод (в дальнейшем МСВ) и в осадках вод — методом анализа кларков концентрации. Принятые граничные концентрации для выделения избыточных (докларковых) и избыточных (надкларковых) аномальных концентраций элементов сведены в табл. 3. Напомним, что к избыточным относятся содержания элементов, превышающие среднее содержание в МСВ континентальной части территории СССР ( $C > K_{МСВ} = X \pm \lambda_{0,1\%}$ ). Избыточные содержания элементов подразделяются по отношению к средним содержаниям в нормальном ( $K$ ) и аномальных ( $\max K_1 K_C$ ) геохимических полях земной коры на категории аномальности: 1) минимально аномальные ( $\max K$ , или  $K_C > C > K$ ); 2) среднеаномальные ( $10 \max K$ , или  $10 K_C > C > \max K$ , или  $K_C$ ); 3) максимально аномальные ( $C > 10 \max K$ , или  $10 K_C$ ). Избыточные концентрации в МСВ, не достигающие среднего содержания в нормальном геохимическом поле земной коры ( $K > C > K_{МСВ}$ ), относятся к избыточным докларковым.

Категории концентраций химических элементов в аномальных гидрогеохимических полях показаны в табл. 4 в виде геохимических формул: без скобок — максимально аномальные; в скобках — средние аномальные; над чертой — минимально аномальные; под чертой — только избы-

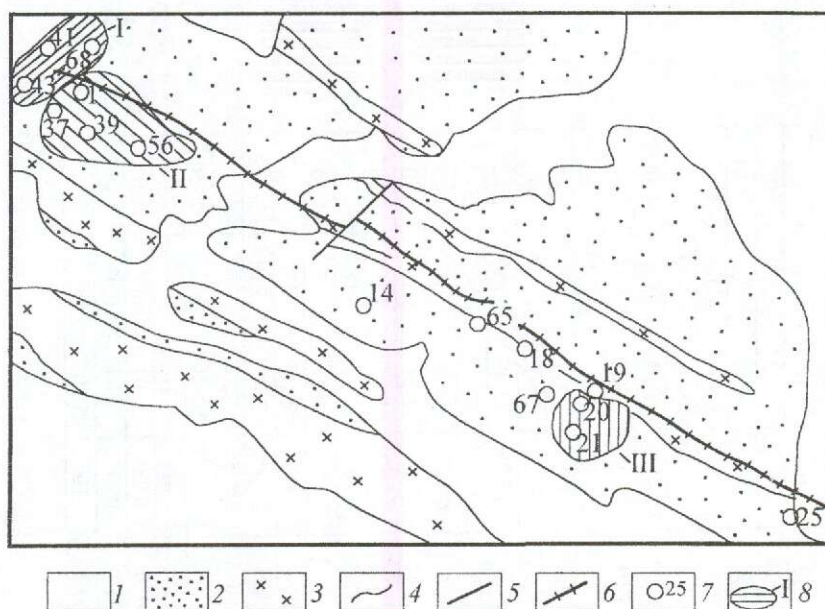


Схема размещения опробованных скважин и гидрогеохимических аномалий на месторождении Алтынсай:

1 — рыхлые мезокайнозойские отложения; 2 — верхнеордовикские породы (узунтобинская свита): конгломераты, песчаники; 3 — фанерозойские интрузивные породы: долериты, диориты, кварцевые диориты, гранодиорит-порфиры, граносиенит-порфиры, гигантозернистые андезитовые порфириты; 4 — геологические границы; 5 — разрывные нарушения; 6 — рудоносные кварцевые жилы; 7 — опробованные скважины; 8 — гидрогеохимические аномалии

точные в МСВ, но докларковые (в геохимических полях донных осадков последняя категория концентраций не выделяется). На основании геохимических формул аномальных полей определяются разные типы гидрогеохимических (в донных осадках — геохимических) ассоциаций элементов. По совокупности рудных элементов, находящихся в МСВ лишь в аномальных концентрациях, выделяются рудные ассоциации. Если отдельные рудные элементы находятся в МСВ в аномальных, а другие только в избыточных концентрациях, то совокупность таких элементов расценивается как металлогенная гидрогеохимическая ассоциация. Совокупность только энергетически сильных элементов, находящихся в МСВ как в избыточных, так и в аномальных концентрациях, относится к гидрохемогенным ассоциациям (накопительным), а совокупность элементов породообразующих и аксессуарных минералов пород — к литогенным.

На месторождении Алтынсай скважинами вскрыты воды пестрого ионного состава, принадлежащие преимущественно ко второму

( $R = \frac{rSO_4 + rCl + rNO_3 + rF}{rHCO_3 + rCO_3}$  от 2 до 3,6) и треть-

му ( $R$  от 6,8 до 31,6) химическим типам, в единичном случае — к аномальным водам первого ( $R=0,03$ ) химического типа (табл. 5), формирующиеся в условиях ландшафта дифференцированной аккумуляции химических компонентов в системе вода–породы. В водах накапливаются анионы сильных кислот и энергетически сильные элементы (щелочные и щелочноземельные, а также образующие комплексные анионы с кислородом), а в донных осадках — соли, образованные энергетически слабыми элементами и анионами слабых кислот, гидроксиды гидроамфотерных элементов (Mn, Fe, Al), осаждающие ряд энергетически слабых металлов (Cu, Ni, Co, Ag и др.).

Наиболее широко на месторождении представлены сульфатные воды разного катионного состава (натриевые, кальциевые и смешанные по катионам), местами встречаются натриевые воды, смешанные по анионам, и воды смешанные по анионам и катионам. В единичных скважинах — воды хлоридные натриевые и гидрокарбонатные натриевые. По характеру среды (рН от 6,75 до 7,85) подземные воды месторождения неблагоприятны для устойчивости в растворе энергетически слабых металлов, особенно Cu, Ni, Co, в

1. Содержание химических элементов в осадках из вод, отобранных в скважинах на месторождении Алтынсай, %

Химические элементы	Скважины																
	13	14	19	20	21	25	37	39	43	56	65	67	68				
Si	10	8	8	10	10	10	8	10	10	10	10	10	5				
Al	2,5	2,0	1,0	8,5	3,0	3,6	1,5	1,6	3,0	5,0	2,0	2,5	0,2				
Ti	0,15	0,05	0,02	0,1	0,1	0,25	0,05	0,08	0,25	0,2	0,08	0,1	0,01				
Cr	$5 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$3,5 \cdot 10^{-3}$	$6 \cdot 10^{-3}$	$8 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-3}$	$8 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-3}$	$5,5 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$				
V	$8 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$8,5 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-3}$	0,01	$3 \cdot 10^{-3}$	$3,6 \cdot 10^{-3}$	$5,5 \cdot 10^{-3}$	$5,5 \cdot 10^{-3}$	$8 \cdot 10^{-3}$	$6,5 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$				
Zr	0,02	0,01	0,01	0,015	0,01	0,013	0,01	0,015	0,02	0,015	0,01	0,01	$3 \cdot 10^{-3}$				
Y	$2,5 \cdot 10^{-3}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-3}$	$3,5 \cdot 10^{-3}$	$3,5 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-3}$	$2,5 \cdot 10^{-3}$	$2,5 \cdot 10^{-3}$	—				
Yb	$3 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-6}$	$3 \cdot 10^{-6}$	$3 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	—	$3 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	—				
Fe	5,0	3,5	8,0	3,0	3,0	8,0	5,0	10,0	3,0	3,0	3,0	3,0	3,0				
Mn	0,05	0,025	0,053	0,035	0,035	0,03	0,03	0,085	0,03	0,05	0,035	0,035	0,03				
Ni	$8,5 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-3}$	$3,5 \cdot 10^{-3}$	$3,5 \cdot 10^{-3}$	$6 \cdot 10^{-3}$	$3,5 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-3}$	$3,5 \cdot 10^{-3}$	$3,0 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$				
Co	$2 \cdot 10^{-3}$	$2,5 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$2,5 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-3}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$	0,01	$5,5 \cdot 10^{-3}$	$5,5 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-3}$	$3,0 \cdot 10^{-3}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$				
Mo	$2 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-3}$	$8 \cdot 10^{-3}$	$8 \cdot 10^{-4}$	$6 \cdot 10^{-4}$	$6 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$				
W	$1 \cdot 10^{-3}$	$3,5 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$	—	$3 \cdot 10^{-3}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$2,5 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-4}$				
Sn	$3 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-4}$	—	$5 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$				
Sc	$3 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-4}$	—	$5 \cdot 10^{-4}$	$8 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-4}$	—	$8 \cdot 10^{-4}$	$8 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-4}$	—				
Be	$1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-5}$	$2 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-4}$	$7 \cdot 10^{-5}$				
Nb	$3 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-4}$	—	$3 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-4}$	—	$3 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-4}$				
Pb	$3 \cdot 10^{-3}$	$2,5 \cdot 10^{-3}$	—	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-4}$	$3,5 \cdot 10^{-8}$	0,01	$2 \cdot 10^{-8}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$3,5 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-4}$				
Zn	0,05	0,3	0,015	0,1	0,3	0,015	0,03	0,3	0,015	0,025	0,35	1,0	0,05				
Cu	$8,5 \cdot 10^{-3}$	0,01	$3 \cdot 10^{-3}$	$8 \cdot 10^{-3}$	0,01	$5,5 \cdot 10^{-3}$	$8 \cdot 10^{-3}$	0,01	0,01	$5,5 \cdot 10^{-3}$	$5,5 \cdot 10^{-3}$	0,015	$1,5 \cdot 10^{-3}$				
Ag	$3 \cdot 10^{-4}$	—	$1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-3}$	—	$1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-4}$				
Ba	0,01	0,01	0,03	0,01	0,02	0,01	0,01	0,035	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01				
Sr	0,02	$3 \cdot 10^{-3}$	—	0,01	0,015	0,025	0,15	—	$5 \cdot 10^{-3}$	0,01	0,01	0,03	$5 \cdot 10^{-3}$				
Ga	$1 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-4}$				

Примечание. В единичных случаях в осадках обнаружены: La  $5 \cdot 10^{-3}$  (скв. 21, 25), Ge  $1 \cdot 10^{-4}$  (скв. 39).



2. Содержание химических элементов в минеральной составляющей подземных вод на месторождении Алтыгсай, %

Химические элементы	Скважины															
	1	13	14	19	20	21	25	37	39	41	43	56	65	67	68	
Si	0,3	0,05	0,15	0,09	0,4	0,14	1,0	1,6	0,3	0,4	0,1	0,3	0,3	0,2	0,3	
Al	0,03	0,01	0,05	0,01	0,02	0,03	0,5	3·10 <sup>-3</sup>	0,3	0,03	2·10 <sup>-3</sup>	0,2	0,03	0,03	5·10 <sup>-3</sup>	
Ti	1·10 <sup>-3</sup>	3·10 <sup>-3</sup>	2·10 <sup>-3</sup>	1·10 <sup>-3</sup>	1·10 <sup>-3</sup>	3,5·10 <sup>-3</sup>	8·10 <sup>-3</sup>	1·10 <sup>-3</sup>	2,5·10 <sup>-3</sup>	1,5·10 <sup>-3</sup>	2,5·10 <sup>-3</sup>	3·10 <sup>-3</sup>	2·10 <sup>-3</sup>	2·10 <sup>-3</sup>	2·10 <sup>-3</sup>	
V	-	3·10 <sup>-4</sup>	3·10 <sup>-4</sup>	-	3·10 <sup>-4</sup>	3·10 <sup>-4</sup>	1·10 <sup>-3</sup>	-	3·10 <sup>-4</sup>	-	3·10 <sup>-4</sup>	1·10 <sup>-4</sup>	-	3·10 <sup>-4</sup>	3·10 <sup>-4</sup>	
Zr	-	-	5·10 <sup>-4</sup>	-	-	1·10 <sup>-3</sup>	5·10 <sup>-3</sup>	5·10 <sup>-4</sup>	1·10 <sup>-3</sup>	1·10 <sup>-3</sup>	1·10 <sup>-3</sup>	1·10 <sup>-3</sup>	-	5·10 <sup>-4</sup>	-	
K	0,639	0,35	0,31	0,13	0,55	0,32	1,2	0,37	0,23	0,48	0,11	0,11	0,4	0,34	0,22	
La	-	-	-	-	-	2·10 <sup>-3</sup>	2·10 <sup>-3</sup>	1·10 <sup>-3</sup>	-	1·10 <sup>-3</sup>	3·10 <sup>-3</sup>	-	-	1,5·10 <sup>-3</sup>	-	
F	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,09	0,05	0,06	0,03	0,03	0,12	
Li	2·10 <sup>-3</sup>	1·10 <sup>-3</sup>	1·10 <sup>-3</sup>	1·10 <sup>-3</sup>	5·10 <sup>-4</sup>	1·10 <sup>-3</sup>	-	1·10 <sup>-3</sup>	2·10 <sup>-3</sup>	3·10 <sup>-3</sup>	4·10 <sup>-3</sup>	3·10 <sup>-3</sup>	3·10 <sup>-3</sup>	3·10 <sup>-3</sup>	4·10 <sup>-3</sup>	
Mo	5·10 <sup>-4</sup>	2·10 <sup>-4</sup>	2·10 <sup>-4</sup>	1·10 <sup>-4</sup>	1,5·10 <sup>-3</sup>	1,5·10 <sup>-3</sup>	3·10 <sup>-4</sup>	1·10 <sup>-3</sup>	1,5·10 <sup>-3</sup>	2·10 <sup>-3</sup>	2·10 <sup>-4</sup>	5·10 <sup>-4</sup>	3·10 <sup>-4</sup>	1·10 <sup>-4</sup>	2,5·10 <sup>-3</sup>	
Pb	1,5·10 <sup>-3</sup>	-	5·10 <sup>-3</sup>	1·10 <sup>-4</sup>	-	-	6·10 <sup>-3</sup>	5·10 <sup>-3</sup>	4·10 <sup>-4</sup>	-	-	-	-	-	-	
Zn	0,01	1·10 <sup>-3</sup>	0,04	-	0,01	0,01	0,01	-	-	-	-	-	0,035	-	-	
Cu	8·10 <sup>-4</sup>	3·10 <sup>-4</sup>	8·10 <sup>-4</sup>	5·10 <sup>-4</sup>	6·10 <sup>-4</sup>	1·10 <sup>-3</sup>	3·10 <sup>-3</sup>	1·10 <sup>-4</sup>	3·10 <sup>-3</sup>	3·10 <sup>-4</sup>	1·10 <sup>-4</sup>	5·10 <sup>-4</sup>	3·10 <sup>-4</sup>	2·10 <sup>-4</sup>	3·10 <sup>-4</sup>	
Fe	0,03	0,02	0,05	3·10 <sup>-3</sup>	0,05	0,03	0,85	5·10 <sup>-3</sup>	0,1	0,01	3·10 <sup>-3</sup>	0,03	0,02	0,01	0,01	
Mn	3·10 <sup>-3</sup>	0,02	0,03	5·10 <sup>-4</sup>	0,015	0,01	0,03	3·10 <sup>-3</sup>	0,01	0,01	0,01	1·10 <sup>-3</sup>	0,01	0,02	5·10 <sup>-3</sup>	
Ni	5·10 <sup>-4</sup>	5·10 <sup>-4</sup>	1·10 <sup>-3</sup>	-	3·10 <sup>-4</sup>	3·10 <sup>-4</sup>	1,5·10 <sup>-3</sup>	-	1,5·10 <sup>-3</sup>	-	-	-	-	-	-	
Cr	1·10 <sup>-3</sup>	1·10 <sup>-3</sup>	1,5·10 <sup>-3</sup>	-	1·10 <sup>-3</sup>	1·10 <sup>-3</sup>	1,5·10 <sup>-3</sup>	-	1·10 <sup>-3</sup>	-	-	5·10 <sup>-4</sup>	-	-	5·10 <sup>-4</sup>	
Sr	0,01	0,1	0,15	5·10 <sup>-3</sup>	0,01	0,05	0,01	0,03	0,1	0,03	0,03	0,1	0,1	0,03	0,05	

Примечание. В единичных случаях обнаружены: Со 0,01 (скв. 43) и 1,5·10<sup>-3</sup> (скв. 14), Ва 0,01 (скв. 25), Са 1·10<sup>-2</sup> (скв. 1) и 2·10<sup>-4</sup> (скв. 25), Сd 2·10<sup>-6</sup> (скв. 13, 25) и 6·10<sup>-5</sup> (скв. 14), Р 0,5, У 3·10<sup>-4</sup>, Yb 1·10<sup>-4</sup> (скв. 25), В 5·10<sup>-3</sup> (скв. 21), As 5·10<sup>-5</sup> (скв. 25).

3. Граничные концентрации химических элементов, принятые для выделения их избыточных и аномальных концентраций в МСВ

Химические элементы	$X_{\pm 1}$ 0,1% в МСВ (КМСВ)	Кларк литосферы (К)	max К пород, % (K <sub>c</sub> )-сульфидов земной коры	Химические элементы	$X_{\pm 1}$ 5% в МСВ (С)	Кларк литосферы (К)	max К пород, % (K <sub>c</sub> )-сульфидов земной коры
Al	0,032-0,096	8,05	10,45	Mo	$8,5 \cdot 10^{-4}$ - $9,5 \cdot 10^{-4}$	$1,1 \cdot 10^{-4}$	$(3 \cdot 10^{-3})$
Ba	$5,9 \cdot 10^{-3}$ - $6,3 \cdot 10^{-3}$	0,085	0,24	Cu	$3,2 \cdot 10^{-3}$ - $3,4 \cdot 10^{-3}$	$4,7 \cdot 10^{-3}$	0,01
Be	$5,2 \cdot 10^{-5}$ - $5,7 \cdot 10^{-5}$	$3,8 \cdot 10^{-4}$	$7 \cdot 10^{-4}$	Ni	$3,2 \cdot 10^{-3}$ - $3,0 \cdot 10^{-3}$	$5,8 \cdot 10^{-3}$	0,2
V	$6,1 \cdot 10^{-4}$ - $6,8 \cdot 10^{-4}$	$9 \cdot 10^{-3}$	0,02	Sn	$1,2 \cdot 10^{-4}$ - $1,4 \cdot 10^{-4}$	$2,5 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-3}$
W	$4,5 \cdot 10^{-5}$ - $5,5 \cdot 10^{-5}$	$1,3 \cdot 10^{-4}$	$8 \cdot 10^{-4}$	Ag	$2,1 \cdot 10^{-4}$ - $3,3 \cdot 10^{-4}$	$7 \cdot 10^{-6}$	$(1 \cdot 10^{-3})$
Ga	$3,2 \cdot 10^{-4}$ - $3,8 \cdot 10^{-4}$	$1,3 \cdot 10^{-3}$	$4 \cdot 10^{-3}$	Pb	$5,7 \cdot 10^{-4}$ - $6,3 \cdot 10^{-4}$	$1,6 \cdot 10^{-3}$	(0,01)
Te	0,064-0,074	4,66	9,85	Sc	$3,4 \cdot 10^{-4}$ - $4,4 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-4}$	$2,4 \cdot 10^{-3}$
Y	$3,3 \cdot 10^{-4}$ - $3,9 \cdot 10^{-4}$	$3,9 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-4}$	Sr	0,03-0,034	0,034	0,14
Yb	$1,6 \cdot 10^{-4}$ - $1,8 \cdot 10^{-4}$	$3,3 \cdot 10^{-5}$	$4 \cdot 10^{-4}$	Ti	$2,2 \cdot 10^{-3}$ - $2,4 \cdot 10^{-3}$	0,45	0,9
K	0,32-0,34	2,5	3,34	P	0,027-0,029	0,093	(0,25)
Cd	$3,4 \cdot 10^{-4}$ - $3,8 \cdot 10^{-4}$	$1,8 \cdot 10^{-6}$	(0,2)	F	0,034-0,042	0,066	0,14
Co	$2,9 \cdot 10^{-4}$ - $3,3 \cdot 10^{-4}$	$1,8 \cdot 10^{-3}$	0,02	Cr	$8 \cdot 10^{-4}$ - $9 \cdot 10^{-4}$	$6,3 \cdot 10^{-3}$	0,2
La	$1,6 \cdot 10^{-3}$ - $2,2 \cdot 10^{-3}$	$2,9 \cdot 10^{-3}$	$6 \cdot 10^{-3}$	Ce	$2 \cdot 10^{-3}$ - $3 \cdot 10^{-3}$	$7 \cdot 10^{-3}$	0,01
Li	$2,3 \cdot 10^{-3}$ - $2,5 \cdot 10^{-3}$	$3,2 \cdot 10^{-3}$	$6 \cdot 10^{-3}$	Zn	$3,7 \cdot 10^{-3}$ - $4,9 \cdot 10^{-3}$	$8,3 \cdot 10^{-3}$	0,013
Mn	0,014-0,016	0,1	0,2	Zr	$6,8 \cdot 10^{-4}$ - $7,6 \cdot 10^{-4}$	0,017	0,07
Si	1,4-1,6	--	--	Nb	$3 \cdot 10^{-4}$ - $4,2 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-3}$	0,081

Примечание.  $X_{\pm 1}$  5% — по Е.Е.Беляковой; кларк литосферы — по А.П.Виноградову; max К пород — по данным А.П.Виноградова, М.Г.Куба, О.Д.Левинкого, А.Н.Комарко, Раян Капа, А.А.Борисенко, Noll, K<sub>c</sub> — по данным У. and Noddak.

## 4. Геохимические формации аномальных гидрогеохимических полей месторождения Алтынсай

Скважины	Номер аномального поля на карте	По минеральной составляющей вод	По осадкам из вод
41, 43, 68	I	$\frac{(\overline{\text{Mo}}, \overline{\text{F}}, \overline{\text{Ce}})\overline{\text{F}}, \overline{\text{Li}}, \overline{\text{La}}, \overline{\text{Sr}}}{\text{Zr}, \text{F}, \text{Li}, \text{K}}$	$\frac{(\overline{\text{Zn}}, \overline{\text{Pb}}, \overline{\text{Ag}}, \overline{\text{Cu}}, \overline{\text{W}})\overline{\text{Mo}}, \overline{\text{W}}, \overline{\text{Sc}}, \overline{\text{Yb}}, \overline{\text{Ag}}, \overline{\text{Fe}}, \overline{\text{Co}}}{-}$
1, 37, 39, 56	II	$\frac{\overline{\text{Mo}}, \overline{\text{F}}, \overline{\text{Zn}}, \overline{\text{Sr}}}{\text{Si}, \text{Al}, \text{Ti}, \text{Cr}, \text{Zr}, \text{K}, \text{Pb}, \text{Fe}}$	$\frac{\text{Zn}(\overline{\text{Mo}}, \overline{\text{W}}, \overline{\text{Sn}}, \overline{\text{Cu}}, \overline{\text{Fe}})\overline{\text{Ag}}, \overline{\text{Pb}}, \overline{\text{Co}}}{-}$ $\frac{(\overline{\text{Mo}}, \overline{\text{W}}, \overline{\text{Zn}}, \overline{\text{Sr}})\overline{\text{Mo}}, \overline{\text{Pb}}, \overline{\text{Ag}}, \overline{\text{Cu}}, \overline{\text{Sc}}, \overline{\text{Yb}}, \overline{\text{Fe}}, \overline{\text{Co}}}{-}$
65	-	$\frac{(\overline{\text{Zn}})\overline{\text{Sr}}}{\overline{\text{F}}, \overline{\text{Li}}, \overline{\text{K}}}$	$\frac{\text{Zn}(\overline{\text{W}}, \overline{\text{La}})\overline{\text{Mo}}, \overline{\text{Pb}}, \overline{\text{Ag}}, \overline{\text{Cu}}, \overline{\text{Yb}}, \overline{\text{Co}}}{-}$
14	-	$\frac{(\overline{\text{Zn}}, \overline{\text{Sr}})\overline{\text{Pb}}}{\overline{\text{Cr}}, \overline{\text{Mn}}}$	$\frac{\text{Zn}(\overline{\text{W}}, \overline{\text{Cu}})\overline{\text{Mo}}, \overline{\text{Pb}}, \overline{\text{Yb}}, \overline{\text{Co}}}{-}$
20, 21	III	$\frac{\overline{\text{Mo}}, \overline{\text{Zn}}, \overline{\text{Sr}}}{\overline{\text{Ti}}, \overline{\text{Cr}}, \overline{\text{Zr}}, \overline{\text{K}}}$	$\frac{\text{Zn}(\overline{\text{W}}, \overline{\text{Cu}})\overline{\text{Mo}}, \overline{\text{Pb}}, \overline{\text{Ag}}, \overline{\text{Sn}}, \overline{\text{Sc}}, \overline{\text{La}}, \overline{\text{Y}}, \overline{\text{Yb}}, \overline{\text{Co}}}{-}$ $\frac{(\overline{\text{Zn}}, \overline{\text{W}}, \overline{\text{Mo}})\overline{\text{Ag}}, \overline{\text{Cu}}, \overline{\text{Sn}}, \overline{\text{Yb}}, \overline{\text{Co}}}{-}$
25	-	$\frac{(\text{P})\overline{\text{Zn}}, \overline{\text{Sr}}}{\overline{\text{Al}}, \overline{\text{Ti}}, \overline{\text{Cr}}, \overline{\text{V}}, \overline{\text{Zr}}, \overline{\text{K}}, \overline{\text{Fe}}, \overline{\text{Mn}}, \overline{\text{Ba}}}$	$\frac{(\overline{\text{Zn}}, \overline{\text{W}})\overline{\text{Ag}}, \overline{\text{Cu}}, \overline{\text{Sc}}, \overline{\text{Y}}, \overline{\text{Yb}}, \overline{\text{La}}, \overline{\text{Co}}}{-}$
18	-	$\frac{\overline{\text{Sr}}}{\overline{\text{Ti}}, \overline{\text{Cr}}, \overline{\text{Mn}}, \overline{\text{K}}}$	$\frac{(\overline{\text{Zn}}, \overline{\text{Mo}}, \overline{\text{W}})\overline{\text{Pb}}, \overline{\text{Ag}}, \overline{\text{Cu}}, \overline{\text{Sn}}, \overline{\text{Fe}}, \overline{\text{Ni}}, \overline{\text{Co}}, \overline{\text{Zr}}, \overline{\text{Yb}}}{-}$
67	-	$\frac{-}{\overline{\text{Mn}}}$	$\frac{\text{Zn}(\overline{\text{W}}, \overline{\text{Cu}})\overline{\text{Mo}}, \overline{\text{Pb}}, \overline{\text{Ag}}, \overline{\text{Sn}}, \overline{\text{Yb}}, \overline{\text{Co}}}{-}$
19	-	Фон	$\frac{(\overline{\text{Zn}}, \overline{\text{W}})\overline{\text{Mo}}, \overline{\text{Ag}}, \overline{\text{Fe}}, \overline{\text{Yb}}}{-}$

меньшей степени Pb, Zn (pH от 7,3 до 7,85). Воды скв. 25, содержащие очень много аммония, формируются под влиянием активных восстановительных биохимических процессов, включая, по-видимому, и сульфат-редукцию. Они обогащены за счет этих процессов биогенной  $\text{CO}_2$ . Эти воды более активно выщелачивают и удерживают в растворе гидроамфотерные элементы и барий. Как видно из геохимических формул (см. табл. 4), в аномальных и избыточных количествах в МСВ обнаружены редкие, цветные, редкоземельные рудные элементы, сидерофильные и литофильные, в том числе щелочные, элементы нерудных минеральных комплексов, а в донных осадках — сочетания редких, цветных металлов, редкоземельных элементов с сидерофильными элементами (Fe, Ni, Co или только Co) и местами с цирконием.

На северо-западном фланге месторождения (см. рисунок) в ореоле рассеяния молибдена, фтора и бария четко выражена рудная гидрогеохимическая ассоциация (Mo, F, Ce, La, Sr), отражающая минеральные парагенезисы молибден-флюорит-настурановой минерализации. Эта ассоциация совмещена с металлогенной ассоциацией F, K, Li, Zr, связанной со щелочными метасоматитами. В ореоле рассеянной минерализации с мало контрастной рудной молибденит-флюоритовой (Mo, F, Sr) ассоциацией совмещены металлогенная (Pb, Zn) и литогенная (Si, Al, Ti, Cr, F, K, Zr) ассоциации, отражающие минеральные комплексы кремнекальциевых метасоматитов и березитов. В ореоле рассеяния цинка выделяется только металлогенная ассоциация, отражающая щелочные метасоматиты (F, Li, K). Здесь же обнаружена рудная свинцово-цинковая

5. Ионный состав подземных вод, вскрытых скважинами на месторождении Алтынтай, мг/л

Компо- ненты	Скважины														
	1	13	14	19	20	21	25	37	39	41	43	56	65	67	68
MCB	919	4292	1758	2503	775	2319	768	4506	796	1162	3909	1737	1875	2295	1518
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	61	103	207	195	220	183	549	366	146	232	110	183	195	488	183
Cl <sup>-</sup>	142	957	319	234	99	567	6	1312	71	177	652	213	355	461	248
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	410	1750	710	1180	218	795	5	1310	320	410	1840	860	620	670	640
F <sup>-</sup>	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	1,1	2,0	1,1	0,8	0,8	1,9
NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	«	«	1,7	«	«	6,8	«	2,0	«	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup>	«	«	Н.о.	24	«	Н.о.	«	Н.о.	«	«	«	«	«	«	«
Na <sup>+</sup>	260	921	221	734	184	614	110	1210	158	232	816	165	240	329	346
K <sup>+</sup>	3,6	15	5,5	3,2	4,3	7,5	9,3	16,8	2,3	5,0	4,2	2,0	6,7	7,7	3,3
Li <sup>+</sup>	0,015	0,05	0,026	0,02	С.п.	0,031	Н.о.	0,054	0,02	0,03	0,15	0,057	0,05	0,055	0,055
NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	0,2	0,6	0,2	До 0,01	До 0,1	0,1	15	0,4	До 0,1	До 0,1	1,0	0,3	0,2	—	До 0,1
Ca <sup>2+</sup>	24	371	241	30	30	100	28	176	74	80	361	251	200	271	68
Mg <sup>2+</sup>	15	91	49	49	7,3	34	12	91	18	24	122	61	61	67	27
H <sub>2</sub> SiO <sub>4</sub>	2,6	2,3	2,1	7,7	11,1	10,8	25,8	21	5,2	16,2	11,9	19,7	15,5	13,3	14,8
pH	6,75	6,75	6,90	7,85	7,00	7,15	7,10	7,40	7,00	7,20	7,10	7,30	7,20	7,30	7,00
R	12,5	21	7,0	8,1	2,0	11	0,03	11	3,6	3,6	31,6	8,0	7,2	3,4	6,8
Ионный состав вод	SO <sub>4</sub> -Na	SO <sub>4</sub> -Na	SO <sub>4</sub> -Cu	SO <sub>4</sub> -Na	Cu-Na	Na-Na	HCO <sub>3</sub> -Na	Cl-Na	SO <sub>4</sub> -Na	Cu-Na	SO <sub>4</sub> -Na	SO <sub>4</sub> -Na	Cu-Cu	SO <sub>4</sub> -Na	SO <sub>4</sub> -Na

гидрогеохимическая ассоциация. В остальных аномальных гидрогеохимических полях представлены только отдельные элементы разных гидрогеохимических ассоциаций, отмеченных выше, наиболее устойчивые в водных растворах (Mo, Zn, Sr, K и др.), что позволяет предполагать их гидрохемогенную природу в угнетенных по другим элементам аномальных гидрогеохимических полях.

В аномальных геохимических полях, выделенных по распределению химических элементов в донных осадках из вод, совмещены три типа рудных геохимических ассоциаций, наиболее четко выраженные в аномальных полях: 1) Zn, Pb, Ag, Cu; 2) Mo, W, Sn, Se, Y, Yb, La; 3) Fe, Co, Ni. По данным Е.Е.Беляковой, Г.М.Шор (1975), сочетание отмеченных ассоциаций характерно для минеральных парагенезисов оруденения молибден-вольфрам-золото-полиметаллической рудной формации, ассоциирующего с андезит-габбро-диорит-гранодиоритовой, субщелочной геологической формацией. Проявления кварцево-жильной золоторудной малосульфидной рудной формации, по-видимому, являются дериватом оруденения более сложного состава, развитого в недрах этого участка.

УДК 553.46:553.061.12

© Ю.А.Багдасаров, 2003

## РЕДКОМЕТАЛЬНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ И ПЕРСПЕКТИВНАЯ ОЦЕНКА ГОРНООЗЕРСКОГО КАРБОНАТИТОВОГО МАССИВА

Ю.А.Багдасаров (ИМГРЭ МПР России)

*Приведена геолого-промышленная характеристика Горноозерского карбонатитового массива и его редкометального оруденения. Половина территории массива естественно обнажена и сложена в основном карбонатитами, среди которых выделяются образования пяти разновременных стадий с циркониевой, тантало-ниобиевой, собственно ниобиевой и стронций-редкоземельной (с  $TR_{Ce}$ ) минерализацией. Рассмотрены вероятные особенности вертикальной зональности массива, генезиса карбонатитов и рудных скоплений в них. Массив оценивается как весьма крупный резервный источник названных редких металлов с попутными апатитом, отчасти магнетитом.*

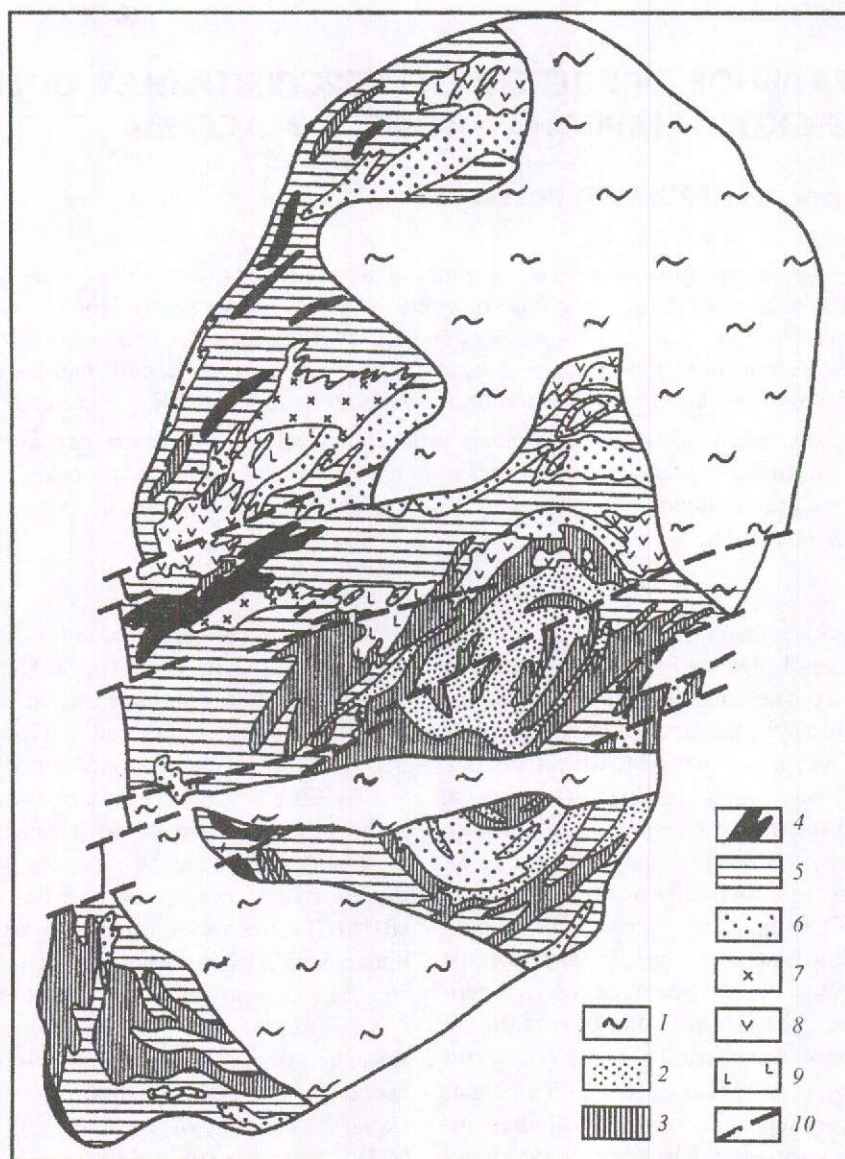
Горноозерский массив находится на востоке Республики Саха-Якутия ( $59^{\circ}56'$  с.ш.,  $136^{\circ}53'$  в.д.). Содержит третье по величине штокообразное тело карбонатитов в массивах этого типа в России, после Томторского и Белозиминского, и концентрирует, по предварительным оценкам, также третье по размерам скопление фосфорно-ниобиевых руд в коренных породах комплексов ультраосновного-щелочного карбонатитового (УЩК) типа. Массив располагается в горах Улахан-Бам (хребет Сетте-Дабан), южном окончании системы Верхоянского хребта, в верховьях р. Хамна, правого притока р. Алдан. Он представляет собой эллипсоидное тело с осями  $5,4 \times 2,7$  км, общей площадью около  $10,5$  км<sup>2</sup>, вытянутое в северо-северо-восточном направлении в соответствии с направлением господствующих структурных элементов вмещающих пород и зонами разломов того же простирания (рисунок). Примерно половина площади массива удовлетворительно обнажена; часть выходов карбонатитов слагают сплошные обнажения площадью  $0,1-0,2$  км<sup>2</sup>, другая половина скрыта пролювиально-аллювиальными и горно-ледниковыми отложениями, акваторией озера ( $0,8$  км<sup>2</sup>), болотами и др.

Вмещающие породы представлены рифейскими и вендскими известковисто-песчанистыми сланцами, иногда мраморизованными известняками, доломитами, аргиллитами и др. Возраст Горноозерского массива по ряду К-Аг определенных лабораториями бывшего ВАГТа и других организаций около 320–280 млн. лет. Эти данные по времени близки второму, более позднему, этапу формирования УЩК-массивов периферии Си-

бирской платформы, включая Маймечу-Котуйскую (230–275 млн. лет) и Чадобецкую провинции, часть образований Енисейской провинции и массива Большой Жидой в Прибайкалье (260–300 млн. лет для всех названных провинций).

Массив обнаружен как гамма-аномалия в ходе аэропоисков якутскими геологическими организациями в начале 50-х годов. Во второй половине этого же десятилетия Ф.Р.Апельцин (ВИМС) отождествил данную аномалию с комплексом УЩК формационного типа, что подтвердилось при первых же наземных исследованиях. В конце 50-х — начале 60-х годов XX в. на массиве проводились поисково-оценочные работы геологами Аллаха-Юньской экспедиции Якутского геологоуправления (И.Г.Волкодав, М.И.Силичев и др.), а также ВАГТа и ВИМСа. Наиболее систематические и разносторонние исследования осуществлялись с 1961 г. геологами Аллаха-Юньской экспедиции ВИМСа (И.Г.Волкодав, Е.М.Эпштейн, И.П.Паншин, Т.Б.Здорик и др.). Тематические научно-исследовательские работы в те же годы велись сотрудниками Иркутского и Московского институтов геохимии АН СССР (Л.К.Пожарицкая, В.С.Самойлов, Е.А.Чернышова, И.В.Александров, В.С.Павленко и др.). В 1987 г. подобные исследования проводились геологами Якутского института ЯФ АН А.Р.Энтиным и О.В.Тяном, а также автором.

Работы якутских геологов и ВИМСа 60-х — начала 70-х годов сопровождалась геологическим картированием массива в м-бе 1:10 000, а для отдельных рудоносных участков и в м-бе 1:2000 (И.Г.Волкодав, Е.М.Эпштейн и др.). Разносторонние минералого-геохимические, петро-



Схематическая геологическая карта Горноозерского массива, по А.И.Гинзбургу, Е.М.Этштейну, 1968:

1 — четвертичные отложения (аллювиальные, пролювиально-аллювиальные, моренные, озерные и др.); 2 — доломитовые и анкеритовые карбонатиты IV стадии; 3 — амфибол-кальцитовые карбонатиты, обычно с доломитом, III стадии; 4 — кальцитовые карбонатиты с диопсидом, форстеритом и др. II-B подстадии; 5 — кальцитовые карбонатиты с теми же силикатными минералами II-A подстадии; 6 — кальцитовые карбонатиты I стадии; 7 — нефелиновые, содалитовые и щелочные сиениты; 8 — пироксеновые породы, обычно метасоматизированные; 9 — породы ийолит-мельтейгитового состава (нефелин-пироксеновые); 10 — разломы

логические и другие исследования отражены в ряде публикаций печатных и фондовых работ, диссертаций [3, 4, 8–10, 12, 13, 15]. Вплоть до начала 90-х годов в публикациях массив описывался под названием «Озерный», «Алданский», «Сеттедабанский» и др. Достаточно разностороннее, хотя и краткое описание массива и его оруденения, приведено в работе [1].

**Породы силикатного этапа.** К наиболее ранним образованиям массива относятся пироксениты, обнажающиеся на площади около 0,33 км<sup>2</sup>. Их выходы на поверхность представлены, как правило, значительно измененными разновидностями, обогащенными магнетитом, ильменитом, апатитом, амфиболами, слюдами, практически всюду с примесью кальцита (табл. 1). За-

## 1. Состав «метапироксеновых» пород и некоторых разновидностей карбонатитов Горноозерского массива, %

Компоненты	1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	29,34	12,53	6,17	4,73
TiO <sub>2</sub>	2,95	1,09	0,55	0,25
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,82	3,16	1,95	0,17
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,51	4,81	3,15	4,93
FeO	5,52	2,46	2,12	3,13
MnO	0,32	0,26	0,43	0,45
MgO	7,89	3,93	7,30	7,71
CaO	27,39	41,49	44,00	39,64
Na <sub>2</sub> O	0,93	0,34	0,10	0,30
K <sub>2</sub> O	0,39	0,80	0,55	0,10
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	5,78	4,22	3,85	4,17
H <sub>2</sub> O/п.п.п.	3,51	0,37	0,29	1,20
CO <sub>2</sub>	Не опр.	23,88	29,40	32,65
S	«	0,20	0,16	0,17
F	«	0,20	0,29	0,39
Σ*	100,37	99,93	99,94	99,18

Примечание. 1 — вторично измененные пироксениты («метапироксениты»); 2 — пироксен-слоистые карбонатиты (I стадия); 3 — форстерит-слоистые карбонатиты с минералами циркония (I стадия); 4 — амфибол-флогопит-доломит-кальцитовые карбонатиты (III стадия). 1, 4 — по В.М.Бирюкову, 1997; 2, 3 — по В.С.Самойлову [13]. Σ\* — сумма с поправкой на F.

тем внедрились породы серии мельтейгит-ийолитов. Часть пород подобного состава с переменными, в целом близкими соотношениями пироксена (фассаит-авгита) и нефелина представлена, по-видимому, нефелинизированными фашиями пироксенитов или их щелочных разновидностей — якупирангитов. Все породы этого состава развиты незначительно, занимая на обнажающейся поверхности массива не более 0,1–0,2 км<sup>2</sup> и слагая в основном реликтовые блоки сильно измененных их разновидностей среди карбонатитов ранних стадий.

Нефелиновые, в том числе содалитовые, сиениты с существенной примесью этого минерала обнажены в западной части массива и слагают два штокообразных тела общей площадью 0,17 км<sup>2</sup>. С ними ассоциируют щелочные полевошпатовые сиениты, практически не содержащие фельдшпатоидов. Часть этих последних, а также даек пикритовых порфиритов, завершающих образование силикатных дериватов массива, обнаруживают интракарбонатитовый относительный возраст, рассекая данные породы ранних стадий формирования.

Около 87% площади массива, естественно обнаженной или вскрытой неглубокими выра-

ботками с поверхности, занято карбонатитами (около 4,5 км<sup>2</sup>). Коренные породы массива не вскрывались бурением, за исключением рыхлых гипергенных образований, развитых под дном озера, и состав пород, слагающих почти половину его площади, остается невыясненным.

#### Породы карбонатитового этапа.

А. Породы «рудного комплекса». По всей вероятности, к наиболее ранним образованиям относятся кальцитсодержащие магнетит-форстерит-апатитовые разновидности, вскрытые единичными горными выработками в центральной части массива, поблизости от южного берега озера, в поле развития ранних карбонатитов и кальцитизированных силикатных пород. Они имеют весьма оригинальный облик с так называемыми орбикулярными структурами, представленными сферами, выполненными зонально-концентрическими агрегатами форстерита, магнетита, апатита, флогопита и кальцита, погруженными в существенно кальцитовый (карбонатитовый) субстрат с 9–10% апатита и примесью других минералов [14]. Эти образования изучены весьма недостаточно. По-видимому, истинный ареал их распространения, с учетом окружающих обширных необнаженных террито-

рий, более широкий. Появление среди пород массива указанных образований «железородного комплекса» («фоскоритов», «камафоритов») позволяет уточнить ряд геологических особенностей его формирования.

Б. Карбонатиты. Особенность состава этих полистадиальных образований Горноозерского массива — практически сплошной характер распространения в них рудных, промышленно интересных редкометалльных минералов: цирконатов и титаноцирконатов в породах I стадии; танталониобатов, титаноцирконатов и бадделейта в породах II стадии, в составе которой выделяются две одновременные подстадии, отличающиеся перагенными редкометалльными минералами — преимущественно ниобатами и цирконом в образованиях III стадии и минералами Sr и редких земель в карбонатитах IV стадии.

В составе карбонатитов I стадии выделяются разновидности пироксен-, форстерит- и феррофлогопит-биотит-кальцитового состава, с постоянной примесью апатита и магнетита, реже других минералов (периклаза и др.). Почти все разновидности форстерит-кальцитовых пород, в меньшей мере пироксен-кальцитовых, содержат заметную примесь бадделейта и титаноцирконата кальцитрита — минерала, впервые обнаруженного Т.Б.Здорик (ВИМС) на этом массиве в 1961 г. В отличие от ранних карбонатитов других массивов сходного строения, в частности Белозиминского, в пределах которого карбонатиты той же температурной фации содержат незначительные количества циркония (230–650 г/т — по [10, 13], в среднем около 500 г/т), среднее содержание этого элемента во всех ранних карбонатитах Горноозерского массива составляет, по тем же данным, 870 г/т, а в ряде блоков форстерит-кальцитовых карбонатитов 1600 г/т, или более 0,18%  $ZrO_2$ , т.е. на уровне промышленно разрабатываемых карбонатсодержащих апатит-магнетитовых пород с бадделейтом массивов Палабора в ЮАР и на Ковдоре. Относительное количество обоих циркониевых минералов — бадделейта и кальцитрита — в части форстерит-кальцитовых карбонатитов данного массива сопоставимо. Таким образом, этот комплексный массив — пока единственный объект в мире, где достаточно редкий аксессуарный минерал — кальцитрит — приобретает, наряду с бадделейтом, почти промышленное значение в качестве источника циркония.

Карбонатиты II стадии — главной редкометалльной, Nb-Ta-содержащей стадияльной разновидности — представлены образованиями двух

последовательно формировавшихся подстадий, структурно довольно четко выделяемых в ходе геологического картирования и, по-видимому, принадлежащих к фациям, незначительно различающимся по температуре [8, 10]. Согласно этим данным, разновидность пород, выделяемая как подстадия II-A, представлена кальцитовыми породами и диопсидом или хризолит-форстеритом, флогопитом, магнетитом, апатитом, пирротинном, а из числа редкометалльных минералов — U-Ta-пирохлором (гатчеттолитом), реже собственно пирохлором с невысокими содержаниями тантала, циркелитом (ниобоцирконолитом), дизаналитом, бадделейтом. Указанные редкометалльные минералы образуют сложные сростания, встречаясь в виде двух- или трехминеральных ассоциаций (циркелит-гатчеттолит-бадделейт, дизаналит-бадделейт и др. [10]). Карбонатиты подстадии II-B характеризуются таким же набором породообразующих минералов, включая апатит и магнетит. В них присутствует собственно пирохлор с незначительным содержанием тантала, относительно невысоким — урана и тория, с циркелитом, реже ильменитом.

Карбонатиты III стадии в числе главных силикатных минералов включают разнообразные по составу амфиболы и тетрафлогопит, в числе карбонатов — кальцит и доломит; встречаются разновидности с сопоставимыми количествами этих минералов. Широко развит набор минералов, вторичных по форстериту — серпентин, тальк, хондродит, боулингит; редкометалльные минералы представлены пирохлорами, цирконом, линдокиком, луешитом, ферсмитом, а также ильменитом и титанитом.

Карбонатиты IV, заключительной, стадии сложены доломитом и анкеритом, иногда обоими минералами с переменными количественными их соотношениями, с примесью сидерита, барита, стронцианита, витерита, щелочных амфиболов ряда Mg-арфведсонита-рибекита, гидрослюда, апатита, гематита, мартита, сульфидов железа, свинца и цинка, изредка молибденита, а также сложного набора TR- и TR-F карбонатов и других минералов редких земель и стронция, образующих последовательно формирующийся ряд бербанкит-карбоцернаит и анкилит-бастнезит-гидробастнезит+стронцианит-монацит-ортит и др. [6]. Наиболее развиты сложные полиминеральные агрегаты гидробастнезита, стронцианита с примесью реликтовых фаз других карбонатов, с кальцитом, монацитом и выделениями позднейшего минерала в этой ассоциациями — ортита (табл. 2).



## 2. Состав редкометалльных минералов из карбонатитов II–IV стадий Горноозерского массива, %

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	He обн.	0,39	0,34	1,19	–	0,16	0,33	0,26
TiO <sub>2</sub>	4,25	2,32	4,56	5,14	18,3	–	Сл.	–
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	–	2,53	2,38	0,54	–	0,41	0,80	0,42
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,73	1,04	1,16	1,32	–	0,24	1,50	0,25
FeO	–	1,06	0,66	–	–	–	–	–
MnO	He обн.	0,22	0,13	0,072	–	–	0,12	–
MgO	0,59	0,24	He обн.	0,54	–	0,14	1,30	He обн.
CaO	10,29	10,26	10,20	14,09	–	12,38	13,26	8,36
Na <sub>2</sub> O	4,90	3,33	4,96	0,027	–	11,62	0,23	0,07
K <sub>2</sub> O	He обн.	0,20	0,10	0,023	–	0,03	0,06	–
SrO	«	0,40	He обн.	0,30	–	16,60	26,46	44,24
TR <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,39	1,03	3,14	2,32	–	20,00	17,66	17,15
ThO <sub>2</sub>	10,35	10,18	11,28	0,58	3,93	He обн.	–	–
U <sub>3</sub> O <sub>8</sub>	4,88	10,38	3,68	0,055	1,68	–	–	–
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	27,50	41,43	47,80	72,00	15,09	–	–	–
Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	29,90	4,40	3,54	He обн.	1,95	–	–	–
ZrO <sub>2</sub>	1,87	4,39	1,86	0,15	30,40	–	–	–
H <sub>2</sub> O <sup>±</sup>	1,86	4,90	2,02	0,65	–	0,23	2,51	1,18
F	1,07	0,25	0,22	0,25	–	0,027	0,54	–
CO <sub>2</sub>	–	–	1,18	–	–	32,40	34,28	28,78
PbO	0,18	0,28	0,38	He обн.	–	–	–	–
BaO	–	–	–	–	–	5,49	–	0,10
Сумма	100,58	99,13	99,59	98,53	–	99,58	99,86	100,76

Примечание. 1–3 — уран-тантал-пирохлоры (гачеттолиты); в анализе 2 возможно присутствие микропримесей циркелита; 4 — ферсмит; 5 — циркелиты, среднее из 30–65 определений для разных элементов; 6 — бербанкит; 7 — полиминеральный агрегат стронцианита, бастнезита, гидробастнезита, монацита, кальцита, псевдоморфно развившийся по бербанкиту; 8 — псевдоморфозы бастнезита и стронцианита по бербанкиту. Анализы 1–4, 6, 8 — по Т.Б.Здорик [6, 7], 5 — по Л.К.Пожарицкой и В.С.Самойлову [10]; 7 — данные автора, лаборатория ИМГРЭ. Прочерк — компонент не определяется.

Относительно меньшую роль играют жильные полиминеральные образования так называемого силикатно-карбонатного («посткарбонатитового») этапа, представленные кальцитом с альбитом и кварцем, цеолитами, эпидотом, баритокальцитом, реже гранатом-гроссуляром и др.

Сравнительно слабая изученность массива, ограниченная наблюдениями на естественно обнажающихся участках и сети неглубоких горных выработок, не позволяет составить четкого представления о структурном его строении в той мере, как это удалось сделать для других карбонатитовых массивов со значительным распространением редкометалльной минерализации, прежде всего для массивов Восточного Саяна, отчасти карбонатитов Гулинского комплекса и др. Устанавливаются лишь самые общие черты строения — наличие, по-видимому, центростремительной локализации разновозрастных пород с обособлением центрального «ядра» массива, выполненного образованиями карбонатитов заключительной, четвертой, стадии формирова-

ния, окруженного достаточно незакономерно располагающимися участками более ранних карбонатитов I–III стадий и силикатными породами (см. рисунок). Очевидно, что Та-пирохлоровые карбонатиты II-A подстадии развиты преимущественно в периферических частях массива, тогда как наиболее крупное тело более поздних карбонатитов II-B типа локализовано преимущественно в его южной части, чередуясь с участками меньших размеров гачеттолитсодержащих карбонатитов и перекрываясь, насколько можно предполагать, более чем наполовину современными моренно-аллювиальными отложениями.

Вместе с тем, наряду с широким проявлением «телескопированного» характера редкометалльной минерализации, главным образом пирохлоровой (в амфибол-кальцитовых породах III стадии) по более ранним Та-пирохлоровым и пирохлор-циркелитовым блокам II стадии, на массиве не выявлено участков ураганно высоких концентраций пирохлора и других минералов,

как это устанавливается, например, на близком аналоге Горноозерского массива — Белозиминском, с появлением «рудных узлов», пироксололумбитовые и другие руды которых содержат 3–4,5% и более  $Nb_2O_5$  [1, 2]. В данном случае распределение ниобатов в составе карбонатитов (II, III стадий) носит более равномерный характер, с относительно небольшим варьированием средних концентраций  $Nb_2O_5$  в породах в пределах 0,15–0,25%, реже выше 0,3–0,4%. Еще раз оговоримся, однако, что сделанные заключения касаются лишь половины территории массива, доступной для наблюдения с поверхности.

Вопросы генезиса (механизма образования) карбонатитов, включая их рудоносные разновидности, традиционно весьма дискуссионны, в том числе применительно к данному массиву. В ранних работах Л.К.Пожарицкой, Е.М.Эпштейна и других исследователей [10, 11] на примере крупных редкометаллоносных карбонатитовых массивов, включая Горноозерский, была выдвинута практически панметасоматическая концепция образования этих пород, предполагавшая универсальное распространение метасоматической зональности во всех *T*-фациях (стадиальных разновидностях) карбонатитов. Однако последующие исследования показали, что метасоматическая зональность, четко развитая, например, в части рудных пироксолоносных карбонатитов Белозиминского массива, весьма слабо проявлена в сходных карбонатитах данного комплекса и практически отсутствует в карбонатитах других температурно-фациальных типов, особенно в разновидностях наиболее ранней первой и позднейших III и IV стадий.

Так, характер контактов карбонатитов ранней стадии, и прежде всего их форстерит-кальцитовых разновидностей, с вмещающими пироксен-кальцитовыми породами практически той же *T*-фациальной разновидности, измененными пироксенитами и др., никак не свидетельствует о возможности метасоматической природы данных образований. Это выражается в полном отсутствии какой-либо зависимости составов карбонатитов и вмещающих их пород, наличия признаков заимствования вещества новообразованными породами и т.д., что, в частности, было уже давно подмечено В.С.Павленко [9]. По-видимому, как это наблюдается и в пределах Белозиминского массива [1, 2], наиболее ранние, высокотемпературные, разновидности карбонатитов и в этом случае формировались в ходе интрузивного внедрения магмообразного достаточно подвижного расплава-раствора. Как пра-

вило, породы подобного облика отличаются относительно «лейкократовым» составом с преобладанием собственно карбонатов, тогда как образования, возникавшие в значительной степени в результате метасоматоза ранних силикатных пород, например пироксен-флогопит-кальцитовые карбонатиты, замещавшие пироксениты или их измененные аналоги, обладают несколько более «меланократовым» составом, иногда слагая зоны непосредственных переходов от богатых силикатными минералами разновидностей собственно карбонатитов к кальцитизированным флогопитовым «пироксенитам» или их аналогам (см. табл. 1).

Карбонатиты более поздних стадий формирования — амфибол-кальцитовые III стадии и анкерит-доломитовые — представлены, на наш взгляд, типичными метасоматитами, возникавшими, скорее всего, путем замещения более ранних пород сходного состава или измененных пироксенитов — ийолит-мельтейгитов. В первом случае это достаточно хорошо видно по обилию псевдоморфоз упоминавшихся выше вторичных минералов по форстериту и амфиболов главным образом по пироксенам. Для карбонатитов IV стадии в пользу данной версии говорят факты отчетливой приуроченности таких минералов, как карбонаты TR, карбонаты и сульфаты стронция и бария, сульфиды свинца и цинка, флюорита и других минералов, к фациям относительно низких температур [13].

Изотопный состав углерода и кислорода карбонатитов и некоторых силикатных пород в целом достаточно традиционный для пород этих массивов [3]. Минералы ранних карбонатитов, а также содалитовые сиениты и кальцитсодержащие «ийолиты» (нефелин-пироксеновые породы) характеризуются значениями  $\delta^{13}C$  от –4,7 до –7,3‰,  $\delta^{18}O$  (для карбонатов и силикатов) 5–11‰. Для карбонатитов поздних стадий, в основном анкерит-доломитового состава, а также секущих их жил позднейших генераций кальцита типичны значения  $\delta^{13}C$  –3,2–5,8‰ и  $\delta^{18}O$  9–15‰. В оксидах — магнетите, мартите и пирохлоре любых стадий пород — значения  $\delta^{18}O$  составляют 3–6‰, что хорошо согласуется с данными термодинамики этих изотопных систем [3]. Приведенные данные свидетельствуют, таким образом, о подкоровом, мантийном источнике вещества карбонатитов, что исключает, по всей вероятности, предположения об ощутимом заимствовании вещества вмещающих образований корового происхождения.

**Об оценке перспектив фосфорно-редкометалльного оруднения массива.**

*Циркониевая минерализация.* Изученность циркониевой минерализации в карбонатитах и других породах близкого состава в целом весьма недостаточна. Однако необычно высокие количества диоксида циркония, главным образом в форстерит-кальцитовых разновидностях, и предположительно значительные ареалы развития этих пород позволяют высказать достаточно оптимистические прогнозы в отношении распространения данной минерализации.

Наличие в составе ранних образований карбонатитового этапа упоминавшихся пород «рудного комплекса» форстерит-магнетит-апатит-кальцитового состава, в пределах других массивов почти всюду содержащих заметные количества бадделита, косвенно подтверждает эти предположения. Поэтому при условии значительного распространения указанных пород и ассоциирующих с ними ранних форстерит-кальцитовых карбонатитов с циркониевой минерализацией в северо-восточном секторе массива, полностью лишенном обнажений и не вскрывавшемся выработками, перспективность его (как и всего комплексного массива) на циркониевую минерализацию промышленного характера представляется существенной.

*Ниобиевые руды.* На современной обнажающейся поверхности массива карбонатиты главной (второй) ниобиевой стадии занимают площадь около 2,3 км<sup>2</sup>, однако с учетом обширных территорий, занятых ледниковыми и аллювиально-пролювиальными современными отложениями, разобщающими выходы этих редкометалльных пород, она может быть почти удвоена, главным образом в центральной и южной частях массива. С учетом развитых на его территории на площади около 1 км<sup>2</sup> карбонатитов следующей по температурным условиям стадияльной разновидности — амфибол-флогопит-доломит-кальцитовых, почти всюду с рассеянным пироксеном, а также вероятного присутствия минерализованных пород той или иной *T*-фаций (стадии) в северной и северо-восточной частях массива со значительной долей вероятности можно говорить о распространении потенциально ниобиевых карбонатитов на площади около 6 км<sup>2</sup>.

Судя по средневзвешенному содержанию Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> в карбонатитах II–III стадий порядка 0,15–0,18%, представляющемуся достаточно реальным, ресурсы этого компонента в пределах всей упомянутой площади развития пироксеноносных карбонатитов весьма крупные. По при-

близительным оценкам, основанным на анализе данных опробования почти сорокалетней давности, проведенного Аллах-Юньской экспедицией, не менее одной трети этих ресурсов может относиться к кондиционным рудным скоплениям с содержанием компонента более 0,25%. Таким образом, прогнозные ресурсы редкометалльной минерализации до глубины 500 м — уровня, обычно применяемого для расчетов, окажутся близки к нескольким миллионам тонн, что соответствует крупнейшим ниобиевым карбонатитовым месторождениям мира.

*Тантал-ниобиевые руды.* Проблема изучения танталонности разновидностей карбонатитов с сопоставимыми количествами ниобия и тантала была поставлена перед геологоразведчиками и исследователями в начале 60-х годов, и тогда же развернулись соответствующие работы в пределах данного массива. Такая минерализация была обнаружена преимущественно на флангах карбонатитовых тел, а также в эндоконтактовых участках массива, в частности на его восточной периферии, и других. В ряде случаев зафиксировано зональное распределение редкометалльной минерализации с размещением циркелит-гатчеттолитовой ассоциации, с примесью других акцессориев (дизаналит, бадделит) в наиболее внешних зонах тел, а собственно гатчеттолитовой — в участках, близких к его осевым частям и др. [10]. В результате проведенных Аллах-Юньской экспедицией и ВИМСом работ предварительно оконтурены довольно обширные участки с содержанием Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub> более 0,015%, обычно 0,016–0,018%, при отношении Nb:Ta около 6–9. Наличие в составе танталониобатов массива минерала с необычно высоким содержанием тантала (см. табл. 2, анализ 1), отношением Nb:Ta < 1 (около 0,9), что несвойственно щелочным породам и карбонатитам и ранее нигде в подобных породах не отмечалось, свидетельствует о возможности обнаружения блоков пород со значительно более высокими содержаниями этого компонента.

Как известно, исследования танталонности карбонатитов ряда массивов, включая Горноозерский, в начале 70-х годов были прекращены, главным образом из-за высокой радиоактивности руд и сложности переработки данного вида сырья. Тем не менее, автор полагает, что в будущем, в случае выявления более высоких концентраций тантала в карбонатитовых рудах и усовершенствования технологии разделения редкометалльных элементов в танталониобатах, проблема может быть поднята вновь.

*Стронций-редкоземельные руды.* Анкерит-доломитовые карбонатиты завершающей стадии, содержащие в пределах основного штокообразного тела этих пород участки богатой TR-минерализации, довольно хорошо обнажены на плосковершинной горной гряде в центральной части массива. Карбонатиты в центральной части штокообразного тела с максимально высокими содержаниями TR-Sr минералов обнажаются на площади с параметрами в несколько сотен метров в субширотном направлении и до 100–150 м в поперечнике. По периферии участка содержание этих минералов постепенно убывает. При содержании суммы  $TR_2O_3$  селективно-цериево-лантанового состава около 2,5% и SrO более 3–3,5% в пределах участка в несколько гектар и этих же компонентов соответственно около 1,5 и 2–2,5% на площади около 0,1 км<sup>2</sup> можно примерно так оценить ресурсы полезных компонентов: порядка 2500 т  $TR_2O_3$  и до 3000 т SrO на метр углубления, т.е. около 250 тыс. т  $TR_2O_3$  и 300 тыс. т SrO до глубины 100 м. Заметим, что эти цифры следует рассматривать как самые минимальные, так как северная граница тела редкоземельных карбонатитов оконтурена весьма приближенно в связи с перекрытием моренными и пролювиально-элювиальными наносами. По всей вероятности, можно говорить о наличии до глубины 400–500 м ресурсов относительно богатых стронциево-редкоземельных руд с содержанием более 2–2,5%  $TR_2O_3$  и около 3% SrO в несколько миллионов тонн для редкоземельных оксидов и 6–7 млн. т оксида стронция.

*Фосфорные (апатитовые) руды.* Апатит присутствует в ощутимых количествах во всех карбонатитах с максимальным содержанием в образованиях ранних стадий и кальцитсодержащих метасоматитах по силикатным породам (см. табл. 1). Прогнозная оценка суммарного количества  $P_2O_5$  в пределах всего массива, в известной мере даже вне зависимости от состава пород в необнаженной части его территории, до глубины 300–400 м определяется в первые сотни миллионов тонн при средних содержаниях 4–5%. Единичными буровыми скважинами, пробуренными в акватории озера и по его берегам, в рыхлых отложениях коры выветривания и их перемытых (россыпеобразных) продуктах выявлены первые десятки миллионов тонн  $P_2O_5$  в дезинтегрированных рудах, прослеженных до глубины 100 м.

В целом можно заключить, что суммарные ресурсы фосфора в этом объекте соответствуют

таковым для «среднего» карбонатитового массива сопоставимого размера, опосредованного и разведанного до указанной выше глубины, т.е. 300–400 м, и находятся на уровне таких сравнительно хорошо разведанных комплексов, как Большетагнинский в Восточном Саяне, Маган и Ыраас в Маймеча-Котуйской провинции, Вуориярви, Себль-Явр и другие в Карело-Кольском регионе.

**О возможных особенностях вертикальной зональности карбонатитов массива и перспективах распространения оруденения.** Этот вопрос представляется достаточно важным не только с позиций распределения оруденения и его вариаций в зависимости от вертикальной координаты карбонатитового штока, но и в связи с уточнением особенностей строения всей Сетте-Дабанской зоны УЦК-магматизма, где помимо Горноозерского размещаются еще по меньшей мере 6–7 небольших массивов или групп малых тел щелочных пород и карбонатитов сходного генетического типа [1].

Согласно проведенным исследованиям Е.М.Эпштейна и соавторов [4, 8], расчеты возможных мощностей эродированных стратифицированных пород, вмещающих эти массивы и другие геологические образования, приводят к выводу о том, что глубина эродированного среза современной поверхности Горноозерского массива составляла не менее 8,5–9 км, и он, таким образом, представлен в настоящее время достаточно глубинным уровнем среза. Однако, по мнению А.А.Ельянова и В.М.Моралева [5], уровень эродированности всей провинции УЦК-массивов и данного объекта в особенности не превышал 2–3,5 км. С этим выводом хорошо согласуются и наши материалы, основанные, в частности, на анализе составов магнетитов из карбонатитов, т.е. на колебаниях содержаний  $Mg^{2+}$  и  $Mn^{2+}$  в этих минералах [1]. Косвенно об относительно неглубоком эрозионном срезе массива относительно палеоповерхности свидетельствуют и находки пород «железорудного комплекса» форстерит-магнетит-апатит-кальцитового состава, обычные для массивов гипабиссального уровня глубинности, распространение поздних низкотемпературных карбонатитов с широким проявлением TR-Sr минерализации и др. Отнесение обнажающегося уровня массива к фациям неглубокого эрозионного уровня позволяет сделать заключение о значительных перспективах распространения оруденения в карбонатитах на большую глубину. Напомним, что в пределах Белозиминского массива в Восточном Саяне,

принадлежащего, по имеющимся данным, к фациям заметно большей глубинности, пироклорное оруденение с промышленным содержанием  $Nb_2O_5$  (более 0,3–0,35%) прослежено бурением до глубины 1130 м и, без сомнения, в других участках массива простирается на гораздо большие глубины [1, 2]. Все сказанное косвенно свидетельствуют в пользу представлений о Горноозерском массиве как одном из крупнейших в стране потенциальных источников редкометальной минерализации (Nb, Zr, TR, Sr, отчасти и Ta), а также попутного фосфора в карбонатитовых массивах.

Итак, Горноозерский массив представляет собой достаточно крупный резервный объект комплексных фосфорно-редкоземельных руд с минералами циркония, ниобия и тантала, цериевых лантаноидов и стронция. В последнем случае этот объект является, по-видимому, крупнейшим в России и странах СНГ источником цериевых РЗЭ в коренных породах — карбонатитах. Предварительные технологические испытания пироклорных и Ta-U-пироклорных (гачеттолитовых) карбонатитов, проводившиеся в 60–70-х годах в ВИМСе (В.А.Мокроусов, Н.Н.Поляков), показали достаточно удовлетворительные результаты по извлечению минералов ниобия и тантала с применением радиометрической сепарации и других традиционных методов обогащения.

При возрастании конъюнктуры на эти виды сырья массив может быть доразведан с применением бурения как в пределах обнажающейся с поверхности, так и на перекрытой наносами территории. Результатом таких работ может быть заметное возрастание ресурсов названных видов полезных ископаемых, включая попутные апатит, возможно, и магнетит, доведение части их до промышленных кондиций как балансовых запасов. Экономическое положение массива не столь сложное. Он располагается в 25–30 км по зимнику от круглогодично действующей автодороги, соединяющей поселок и пристань Эльдикан на судоходной р. Алдан с золотосным районом по притокам р. Аллах-Юнь и бассейна р. Юдомы, с приисками Солнечный, Ыныкчан, Бриндакит, Юр, Югоренок, Огонек и др.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Багдасаров Ю.А. Металлогения карбонатитовых комплексов России // Металлогения магматических комплексов внутриплитовых геодинамических обстановок. М., 2001. С. 128–506.
2. Багдасаров Ю.А. Фосфорно-редкометальные карбонатиты Белозиминского массива (Восточный Саян, Россия) // Геология рудных месторождений. 2002. № 2. С. 148–159.
3. Багдасаров Ю.А., Сынгаевский Е.Д. Изотопный состав углерода и кислорода полиминеральных ассоциаций карбонатитов Горноозерского массива и некоторые условия их формирования // Геохимия. 1994. № 5. С. 708–717.
4. Гинзбург А.И., Эшттейн Е.М. Карбонатитовые месторождения // Генезис эндогенных рудных месторождений. М., 1968. С. 152–219.
5. Ельянов А.А., Моралев В.М. Глубина формирования эрозионного среза массивов ультраосновных и щелочных пород Алданского щита // Геология рудных месторождений. 1972. Т. 14. № 5. С. 32–40.
6. Здорик Т.Б. Бербанкит и продукты его изменения // Новые данные о минералах. М., 1966. С. 60–75. (Тр. Минералогического музея АН СССР; № 17).
7. Здорик Т.Б., Финягина Н.К. Линдокит и фергусонит в карбонатитах // Новые данные о минералах. М., 1968. С. 209–215. (Тр. Минералогического музея АН СССР; № 17).
8. О вертикальной зональности массивов ультраосновных щелочных пород и карбонатитов / Е.М.Эшттейн, И.П.Волкодав, И.П.Паньшин и др. // Геология месторождений редких элементов. М., 1972. № 35. С. 49–69.
9. Павленко В.С. Минеральные формации и фации метасоматических карбонатитов. – М.: Наука, 1973.
10. Пожарицкая Л.К., Самойлов В.С. Петрология, минералогия и геохимия карбонатитов Восточной Сибири. – М.: Наука, 1972.
11. Пожарицкая Л.К., Эшттейн Е.М. Петрохимические особенности процесса образования карбонатитов // Происхождение щелочных пород. М., 1964. С. 79–84.
12. Самойлов В.С. Карбонатиты (фации и условия образования). – М.: Наука, 1977.
13. Самойлов В.С. Геохимия карбонатитов. – М.: Наука, 1984.
14. Фижженко В.В. О происхождении орбикулярных структур в апатит-кальцит-форстерит-магнетитовых рудах массивов Вуориярви и Горное Озеро // Петрология и структурный анализ кристаллических образований. Л., 1970. С. 167–174.
15. Чернышева Е.А. Минералы карбонатитов как индикаторы условий их формирования. – Новосибирск: Наука, 1981.

УДК 548.58:549.211

© В.М.Сонин, Е.И.Жимулев, С.А.Чепуров, 2003

## О ПРОИСХОЖДЕНИИ СЕТЧАТЫХ СКУЛЬПТУР НА КРИСТАЛЛАХ АЛМАЗА

В.М.Сонин, Е.И.Жимулев, С.А.Чепуров (ИМП СО РАН)

*Приведены экспериментальные данные по воспроизведению сетчатых скульптур на поверхности кристаллов алмаза. Установлено, что образование данных скульптур связано с наличием на контакте с кристаллами гетерогенной среды, состоящей из фрагментов, отделенных границами. Предположено, что проявление сетчатой скульптуры на природных алмазах — результат растворения кристаллов в естественных условиях при кристаллизации кимберлитовой магмы.*

В рамках генетико-информационного анализа минералообразования введено понятие гомоморфизма, под которым понимается такое явление минералогенезиса, когда одному состоянию признака или свойства минерала соответствует один строго определенный параметр состояния минералогенетической среды или одному отношению признаков минерала соответствует одно отношение параметров минералогенетической среды [12]. Гомоморфные признаки — индивидуальная характеристика кристаллов. Совокупность кристаллов с характерными гомоморфными признаками определяет типоморфные особенности минерала конкретного генетического типа или месторождения.

Генезис алмазов до сих пор во многом остается дискуссионным. Это обусловлено тем, что даже в наиболее изученных кимберлитовых месторождениях алмазы находятся не в среде кристаллизации, а в транспортирующем их из верхней мантии субстрате. При этом вполне допустимо, что кимберлитовая магма резорбировала кристаллы алмаза.

Для реконструкции условий генезиса алмазов довольно широко используются особенности внутренней морфологии кристаллов [3, 4], которая наследуется при их росте. С другой стороны, внешняя морфология природных алмазов может наследоваться при росте кристаллов или приобретаться при их растворении. Более того, во взаимосвязи «алмаз—среда» наиболее чувствительным и, возможно, единственным изменяющимся свойством при процессах эпигенетического растворения алмазов является внешняя морфология их кристаллов. На основании гомоморфных свойств представляется возможным установление индикаторных особенностей

внешней морфологии алмазов, свидетельствующих об условиях взаимодействия алмаза с естественной средой. Но гомоморфные особенности внешней морфологии используются в настоящее время недостаточно эффективно, что связано с противоречивостью, а порой и с отсутствием корректных данных по морфогенезу алмазов в общем смысле и происхождению поверхностных скульптур на кристаллах, в частности.

В связи с вышеизложенным интерес представляет происхождение не только широко распространенных поверхностных скульптур на кристаллах алмаза, но и относительно редко встречающихся, поскольку они отвечают условиям, в которые алмазы, соответственно, редко попадали. К таким интересным, но генетически не ясным скульптурам относится так называемая сетчатая скульптура, которая, по-видимому, впервые под названием networks была выделена на округлых кристаллах алмаза С.Толанским, приведшим различные варианты сетчатых фигур, подразделив их на два типа [15]. Скульптура одного из типов в отечественной литературе известна под названием «ромбическая сетка поверхностных трещинок» [6]. Она представляет собой систему тонких нераскрытых трещинок, пересекающих друг друга по двум направлениям спайности и создающих своеобразный ромбический узор [1]. Генезис данных фигур определен, поскольку они воспроизведены искусственно [10].

Происхождение другого типа поверхностных фигур, выделенного С.Толанским [15], менее однозначно. Кроме того, в нем присутствуют морфологически разные скульптуры. Несомненно, что некоторые из приводимых автором на фотографиях фигур являются вариантами так называемых дисковых скульптур начальной ста-

дии развития и представляют собой систему перекрывающихся друг друга колец (дисков), состоящих из мелких ямок травления. Это обстоятельство, по-видимому, позволило И.Сунагаве в своей классификации объединить дисковые и сетчатые скульптуры в одну группу [14], что, по нашему мнению, не совсем оправдано вследствие выраженных морфологических различий, несмотря на возможную генетическую связь между ними. Дисковые скульптуры хорошо известны на природных алмазах и имеют характерные особенности, на основании которых они достаточно просто диагностируются. Другими исследователями они не подразделяются по принципу множественности, т.е. по их присутствию в виде отдельных дисков или системы дисков, налагающихся друг на друга [1, 5, 6]. Как и узор ромбических трещинок, дисковые скульптуры имеют постростовую природу. Они образуются при растворении алмазов в гетерогенной среде: в расплаве, содержащем газы, пузырьки, или в расплаве, состоящем из двух ликвирующих жидкостей [7, 8].

Среди поверхностных фигур второго типа, выделенных С.Толанским в работе [15], описывается еще одна скульптура, отличающаяся от ромбической сетки поверхностных трещинок и дисковых скульптур. Автор характеризует ее как систему линейных желобков, напоминающую сетку. Между линиями находятся ровные, немного выпуклые бугорки, имеющие полигональную форму. Данная скульптура обычно иррегулярна и не зависит от кристаллографической ориентации поверхности алмазов, на которой находится.

Настоящая статья посвящена происхождению именно этой скульптуры, которая нами названа собственно сетчатым узором или сетчатой скульптурой. В рамках настоящего исследования использовались экспериментальные данные по травлению и росту кристаллов алмаза в разных условиях и по разным методикам. Поэтому по мере необходимости указываются работы, в которых опубликованы конкретные экспериментальные методики.

Проявление сетчатого узора на алмазах в экспериментах по росту их кристаллов. На последней стадии экспериментов по росту алмазов при сбросе температуры закалкой за  $5 \pm 1$  с (скорость падения температуры порядка  $300^\circ\text{C}/\text{с}$ ) грани кристаллов остаются плоскими и гладкими, а ребра прямолинейными и острыми [11]. Если скорость падения температуры более низкая (порядка  $150^\circ\text{C}/\text{с}$ ), на гранях появляются так на-

зываемые дендритоподобные скульптуры, хорошо известные на гранях синтетического алмаза и, по сути, являющиеся отпечатками быстро застывающего металлического расплава, в присутствии которого выращивают алмазы. При дальнейшем снижении скорости сброса температуры дендритоподобные скульптуры на поверхности кристаллов алмаза исчезают, заменяясь на сетчатые (рис. 1). Данные скульптуры напоминают рисунок на поверхности поликристаллических веществ после затвердевания. Линии, составляющие сетчатый узор, прерывистые, так как образованы мельчайшими ямками. Последние представляют собой плоскодонные углубления, их контуры подчиняются симметрии граней алмаза. На гранях  $\{111\}$  по мере увеличения частоты встречаемости проявляются фигуры в виде равносторонних треугольников, с формой трапеции (треугольники со срезанными вершинами), со скругленными вершинами и входящими углами на месте сторон треугольника, трехлучевые, лучи которых параллельны ребрам октаэдра. Совместное проявление на одном кристалле дендритоподобных и сетчатых скульптур не отмечалось, поэтому предполагается, что последние представляют собой отпечатки контуров зерен застывающего металла. В этом случае углубления, трассирующие контуры, возможно, являются отпечатками эпитаксиально нарастающего на алмаз NiO, который образуется на границах зерен металла при сбросе летучих из кристаллизующегося расплава.

Другой случай проявления сетчатых скульптур также связан с экспериментами по росту ал-

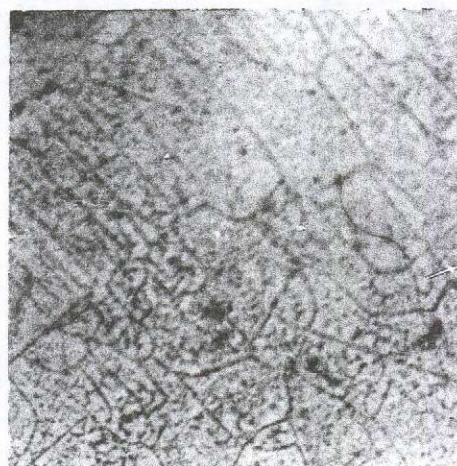


Рис. 1. Сетчатый узор на грани  $\{111\}$  кристалла синтетического алмаза:

ув. 70

мазов. Алмазы выращивали в цилиндрической кристаллизационной камере, объем которой от нагревательного элемента (трубочки графита) был защищен изолирующей втулкой из MgO [11]. Указанные скульптуры возникали на цилиндрической поверхности, которой кристаллы утыкались в изолирующую втулку. При этом сетчатый узор представлял собой систему полных полигональных бугорков, разделенных неглубокими желобками (рис. 2). Если бы появление скульптуры было связано с раскристаллизацией MgO, то полигональные фигуры разделяли бы не желоба, а линейные бугорки. Нами появление сетчатой скульптуры связывается с газовой фазой, отжатой из кристаллизационного объема (раствора углерода в расплаве металла) к стенкам, т.е. к изолирующей втулке. Поэтому, вероятно, сетчатые скульптуры отражают так называемую диссипативную структуру (в понимании [2]) как пространственную упорядоченность сжиженного при высоком давлении и находящегося в сильно неравновесных условиях (при высоких градиентах температуры [11]) газа.

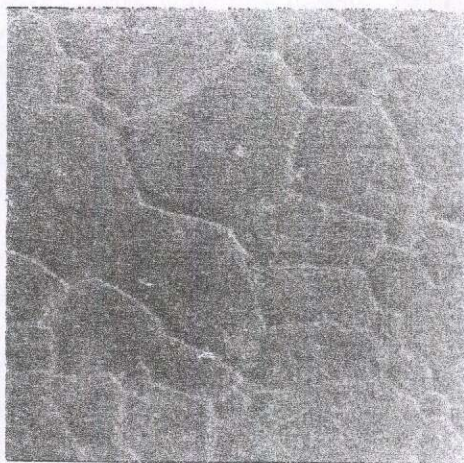


Рис. 2. Сетчатый узор на округлой поверхности кристалла синтетического алмаза, находившейся в контакте с цилиндрической изолирующей втулкой:

ув. 550

Таким образом, хотя проявление вышеуказанных вариантов сетчатого узора зафиксировано в экспериментах по росту алмаза, с процессом роста эти поверхностные фигуры непосредственно не связаны, поскольку являются отпечатками контактирующей с алмазами среды, состоящей из отдельных фрагментов, разделенных границами.

**Проявление сетчатого узора в экспериментах по травлению алмазов.** Сетчатый узор, состоящий из полигональных пологих бугорков, разделенных узкими желобками, часто возникает при травлении кристаллов алмаза флюидной фазой в присутствии твердой матрицы (рис. 3). Эксперименты проведены при температуре 1750–2000°C и давлении 7–7,7 ГПа, при этом алмазы запрессовывались в порошок MgO [13]. Сетчатые скульптуры проявляются как на гранях куба, так и на гранях октаэдра и, по-видимому, не подвержены влиянию симметрии граней, т.е. полностью определяются внешней средой. Независимо от того, что данные скульптуры — следствие перекристаллизации MgO на отдельные зерна или отражение диссипативной структуры флюидной фазы, присутствие твердой матрицы, по-видимому, — необходимое условие их появления.

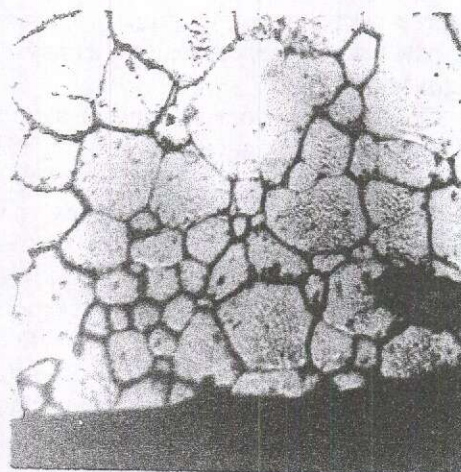


Рис. 3. Сетчатый узор на грани {100} кристалла алмаза, протравленного при высоких *P-T* параметрах в присутствии твердой матрицы из MgO:

ув. 100

В процессе растворения алмазов имеется непосредственная пространственно-временная связь между возникновением дисковых и сетчатых скульптур. В экспериментах по травлению кристаллов алмаза в силикатных расплавах при атмосферном давлении, вследствие низких значений растворимости и диффузии летучих компонентов в них, продукты растворения алмаза обособляются в виде пузырей, локально экранирующих поверхность алмаза от дальнейшего растворения [8]. В результате формируются дисковые скульптуры. В случаях появления обособ-



ленных пузырей под ними образуются фигуры травления в виде отдельных «дисков». При относительно высоких скоростях реакции окисления алмаза появление газовых пузырей становится массовым [9]. Между поверхностью алмаза и расплавом возникает пенообразная газовая прослойка, в которой пузыри разделены тонкими стенками из силикатного расплава (рис. 4). Дальнейшее травление алмаза возможно только по этим состоящим из силикатного расплава границам. Пологие бугорки в сетчатых скульптурах — следствие контакта с газовым пузырем, а желобки пространственно отвечают границам между пузырями.

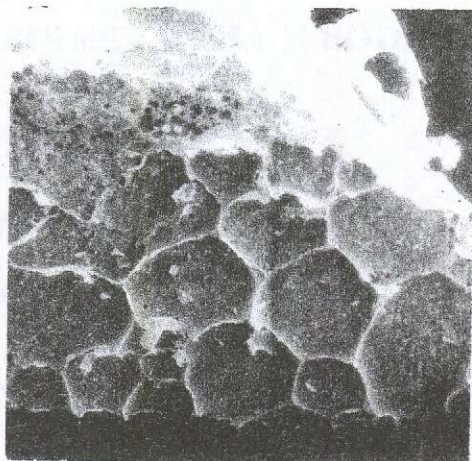


Рис. 4. Сетчатые выделения закристаллизовавшегося базальтового стекла на поверхности кристалла алмаза:

ув. 60

Таким образом, все случаи появления сетчатых скульптур в экспериментах как по росту, так и по травлению алмазов связаны с наличием на контакте с кристаллами гетерогенной среды, состоящей из фрагментов, разделенных границами, и имеющей ограниченные способности растворения алмаза; в предельном случае это поликристаллическая твердая матрица. По-видимому, в этом заключается гомоморфное значение рассматриваемой скульптуры.

Поскольку данная скульптура выявлена на природных округлых алмазах ромбододекаэдрического типа [15], это уже указывает на ее постростовую природу. Напомним, что кристаллы алмаза данного типа, как предполагалось

некоторыми исследователями [5, 6] и подтверждено экспериментально [11], являются продуктами растворения кристаллов алмаза. Вышеуказанная генетическая связь между дисковой и сетчатой скульптурами позволяет провести реконструкцию некоторых условий естественного растворения алмазов в кимберлитах. Дисковая скульптура на природных алмазах встречается на округлых гранях {110} с уже присутствующими характерными микроморфологическими акцессориями, характеризующими поверхности растворения. Поэтому она, скорее всего, формируется на последней стадии процесса природного растворения алмазов из кимберлита. Вместе с тем, достаточно широкое ее распространение свидетельствует, соответственно, об общности данной стадии. Вероятно, дисковые скульптуры на кристаллах алмаза появлялись при охлаждении кимберлитовой магмы на фоне падения общего давления, обусловленного уменьшением растворимости в ней летучих. Самым последним «штрихом» в этом процессе было образование сетчатой скульптуры, вероятно, при кристаллизации кимберлита. С другой стороны, ее редкость указывает на то, что консервация поверхности алмазов происходила в основном до окончательного застывания кимберлитовой магмы.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алмазные месторождения Якутии / А.П.Бобричевич, М.Н.Бондаренко, М.А.Гневушев и др. — М.: Госгеолтехиздат, 1959.
2. Асхабов А.М. Процессы и механизмы кристаллогенезиса. — Л.: Наука, 1984.
3. Бескрованов В.В. Онтогенез алмаза. — М.: Наука, 1992.
4. Геншафт Ю.С., Якубова С.А., Волкова Л.М. Внутренняя морфология природных алмазов // Исследования глубинных минералов. М., 1977. С. 5–131.
5. Кухаренко А.А. Алмазы Урала. — М.: Госгеолтехиздат, 1955.
6. Орлов Ю.Л. Морфология алмаза. — М.: Изд-во АН СССР, 1963.
7. Сонин В.М., Чепуров А.И., Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н. О происхождении дисковых скульптур на кристаллах алмаза // Докл. РАН. 1998. Т. 360. № 5. С. 669–672.
8. Сонин В.М., Наберухина А.В., Федорова Е.Н., Туркин А.И. Травление алмаза в силикатном расплаве при атмосферном давлении // Зап. ВМО. 2000. Ч. 129. Вып. 5. С. 76–81.
9. Сонин В.М., Жимулев Е.И., Наберухина А.В. Особенности травления алмазов в расплаве базальта при атмосферном давлении // Геология и разведка. 2000. № 5. С. 44–50.

10. Титова В.М. Ромбический узор поверхностных трещин на округлых кристаллах алмаза // Мат-лы по изучению алмазов в алмазоносных районах СССР. Нов. сер. ВСЕГЕИ. 1960. Вып. 40. С. 113–123.
11. Чепуров А.И., Федоров И.И., Сонин В.М. Экспериментальное моделирование процессов алмазообразования. – Новосибирск: СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1997.
12. Юшкин Н.П. Теория и методы минералогии (избранные проблемы). – Ленинград: Наука, 1977.
13. Chepurov A.A., Dereppe J.M., Fedorov I.I., Chepurov A.I. The change of Fe-Ni alloy inclusions in synthetic diamond crystals due to annealing // Diamond Relat. Mater. 2000. Vol. 9. P. 1374–1379.
14. Sunagawa I. Morphology of natural and synthetic diamond crystals // Mater. Sci. of the Earth's Interior. Tokyo, 1984. P. 303–330.
15. Tolansky S. Diamond dodecahedra — some new observations // Industr. Diamond Rev. 1959. Vol. 19. January. P. 6–13.

УДК 550.42:546.32:552.323.6

© И.П.Илупин, 2003

## ПОКАЗАТЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ КИМБЕРЛИТОВ И АНОМАЛЬНОЕ ПОВЕДЕНИЕ КАЛИЯ

И.П.Илупин (ЦНИГРИ МПР России)

*Анализ содержаний показательных элементов кимберлитов (Ti, Al, Fe, K, P, Cr) позволяет выявлять в телах сложного строения черты сходства и различия между кимберлитами различных блоков. Показательные элементы (прежде всего фосфор) обнаруживают значимую положительную корреляцию со многими малыми и редкими литофильными элементами. Концентрация калия может заметно меняться от образца к образцу в пределах однородного (по другим показателям) тела или блока. Аномальная обедненность или обогащенность их калием связана с постмагматическими процессами.*

Термин «показательные элементы» применительно к кимберлитам предложил В.А.Милашев [8]. По его мнению, кимберлиты подверглись интенсивной гидротермальной переработке. В.А.Милашев рассматривал главные породообразующие компоненты кимберлитов ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ ) в качестве подвижных и выделил группу показательных элементов. «Сопоставление особенностей химического состава отдельных типов и разновидностей кимберлитов... можно проводить лишь по количеству Fe, Ti, Al, Cr, отчасти по содержанию щелочей и, вероятно, по некоторым аксессуарным элементам (Zr и др.), содержание которых при вторичных процессах существенно не изменяется» [8, с. 60].

В глубоких горизонтах детально изучавшихся трубок (Мир, Удачная и др.) кимберлиты обогащены натрием, что связано с поступлением этого элемента из присутствующих в осадочном чехле (прорванном кимберлитами) захоронен-

ных хлоридных рассолов с минерализацией от 150 до 370 г/т [10]. Поэтому следует согласиться с тем, что В.А.Милашев исключил натрий из списка показательных элементов (и добавил фосфор [9]).

Показательные элементы не всегда устойчивы при вторичных преобразованиях. В редких случаях было выявлено снижение концентраций Ti и Fe в тех участках кимберлитовых тел, где ильменит интенсивно замещается агрегатом анатаза и кальцита. В.А.Кудрявцевым (Институт геохимии СО РАН) выполнен количественный спектральный анализ для серий образцов из пяти кимберлитовых тел Сибирской провинции; в каждую серию входили образцы с обильным анатазом (по ильмениту) и образцы, в которых анатаз не обнаружен. Во всех случаях отмечено обеднение Ti и Fe в участках развития анатаза. Наиболее сильно этот эффект проявился в трубке Уральская Чомурдахского поля: содержания

TiO<sub>2</sub> снизились с 4,9 до 2,7% (по массе), а FeO<sub>tot</sub> — с 11,6 до 3,1% [5].

Величина отношения подвижного магния к показательному железу в ряде случаев обнаруживает более сильную корреляцию с определенными показателями, чем просто содержание железа. Например, корреляция железистости порфириковых выделений оливина с отношением Mg/Fe<sub>tot</sub> в кимберлитах оказалась более сильной ( $r=0,606$  по 23 объектам), чем корреляция с абсолютным содержанием общего железа ( $r=0,488$ ) [6].

Для кимберлитов найдена прямая связь между отношением подвижных кремния и магния и концентрацией показательного алюминия; графически эта зависимость показана в работе [5, рис. 11].

Тем не менее, использование показательных элементов в петро- и геохимических построениях оказалось весьма результативным. Содержания этих элементов (прежде всего титана и железа) были использованы В.А.Милашевым в формуле коэффициента потенциальной алмазонасности КПА [8]:  $KPA = [Fe/Ti]/[\lg(Fe+Ti)+0,5 \cdot \lg(Al+K+Na)]$ .

Проверка эффективности использования КПА для вероятностной оценки алмазонасности, выполненная в 1974 г. В.Е.Минориным и И.П.Илупиным (на материале более представительном, чем тот, каким располагал В.А.Милашев), выявила значимую корреляцию между алмазонасностью и КПА для кимберлитов Алакит-Мархинского (26 объектов,  $r=0,52$ ) и Далдынского (29 объектов,  $r=0,64$ ) полей [4].

В.Ф.Кривонос [7] привел усредненные данные по кимберлитам разноалмазонасных полей мира и показал, что от неалмазонасных к высокоалмазонасным кимберлитам прослеживается уменьшение петрохимических коэффициентов,

вычисляемых по содержаниям показательных элементов. Эти коэффициенты — титанистость ( $Ti/\Sigma Ti+Fe$ ), глиноземистость ( $Al/\Sigma Al+Si$ ), железистость ( $Fe/\Sigma Fe+Mg$ ) и щелочность ( $Na+K/Al$ ).

Использование сведений о содержании в кимберлитах показательных элементов позволяет четко различать кимберлиты различных трубок и даек, разновидности кимберлитов в пределах сложных кимберлитовых тел. Обогащенность показательными элементами (кроме хрома) и повышенный разброс их концентраций характерны для кимберлитов северных (убого алмазонасных) полей Сибирской провинции в отличие от кимберлитов южных (алмазонасных) полей [3].

С концентрациями показательных элементов (прежде всего с фосфором) связаны содержания в кимберлитах малых и редких литофильных элементов. Основой для подсчета послужили результаты анализа 122 образцов кимберлитов Сибири. Содержания макрокомпонентов (а также иногда Ва) определялись в химических лабораториях Якутского геологического управления, НИИ геологии Арктики (сейчас ВНИИОкеангео, СПб.) и Тульского отделения ЦНИГРИ; Sc, La, Th, Ba, Hf и Ta — методом ИНАА в ЦНИГРИ; Sr, Y, Zr, Nb, Th и U — рентгеноспектральным методом во ВСЕГЕИ. В ряде случаев дополнительно определялся калий в разных лабораториях. Выборка разделена на 19 групп (объектов), отвечающих кимберлитовым полям Сибирской провинции или их фрагментам. Для каждого из объектов вычислены средние арифметические значения, для которых подсчитаны коэффициенты корреляции (табл. 1).

Однако с накоплением аналитического материала выяснилось, что концентрация калия может заметно меняться от образца к образцу в пределах однородного (по другим показателям,

Коэффициенты корреляции показательных элементов с малыми и редкими литофильными элементами ( $n=19$ ;  $r_{0,05}=0,456$ )

Элементы	Ti	Al	Fe <sub>tot</sub>	K	P
Sr	0,398	0,264	0,300	0,509	0,767
Ba	0,564	0,300	0,396	0,582	0,746
Sc	0,660	0,703	0,628	0,816	0,750
Y	0,699	0,605	0,575	0,841	0,749
La	0,365	0,214	0,504	0,454	0,845
Th	0,496	0,291	0,492	0,583	0,833
U	0,573	0,334	0,675	0,576	0,797
Zr	0,551	0,568	0,584	0,724	0,848
Hf	0,604	0,641	0,593	0,778	0,782
Nb	0,593	0,216	0,523	0,500	0,744
Ta	0,624	0,273	0,585	0,386	0,648

в том числе по содержаниям Ti, Al, Fe, P) блока или в пределах трубки. Данные для хорошо изученных Алакит-Мархинского и Далдынского полей приведены в табл. 2, для некоторых кимберлитовых тел зарубежных провинций — в табл. 3. В таблицах не показано поведение хрома; концентрации его значительно ниже, чем содержания других показательных элементов, а потому разброс содержаний в пределах трубки (блока) можно приписать ошибкам аналитиков. Неоднократно приходилось сталкиваться с существенным расхождением результатов анализа хрома, полученных в разных лабораториях для одного и того же образца.

Чем выше эти отношения, тем больше тантала может войти в минералы-концентраторы Та, в том числе в ильменит. Действительно, сравнивая средние содержания Та в ильменитах отдельных кимберлитовых полей с отношениями Та к показательным элементам в кимберлитах тех же полей, получаем довольно четкую прямую зависимость между этими величинами. На этом фоне аномальными оказались значения Та/К для трех объектов: в кимберлитах группы трубки Искорка и группы трубки НИИГА они завышены, а в рыхлых кимберлитах Далдынского поля занижены. Очевидно, в первом случае содержание калия аномально низкое, во втором —

2. Содержание показательных компонентов в кимберлитах отдельных трубок Сибирской провинции, %

Трубки	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO <sub>tot</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	K <sub>2</sub> O
<i>Алакит-Мархинское поле</i>					
Магистральная <i>n</i> =2 (5)	1,02–1,33 1,12 <b>1,30</b>	2,90–3,66 3,32 <b>1,26</b>	3,96–6,20 5,32 <b>1,57</b>	0,46–0,61 0,50 <b>1,33</b>	<u>0,35</u> –2,78 1,14 <b>7,94</b>
Мархинская <i>n</i> =1 (3)	1,24–1,49 1,39 <b>1,20</b>	2,65–2,93 2,75 <b>1,11</b>	6,46–7,78 7,32 <b>1,20</b>	0,39–0,66 0,50 <b>1,69</b>	0,08–0,46 0,22 <b>5,75</b>
Восток, скв. 31 <i>n</i> =1 (5)	1,14–1,34 1,23 <b>1,18</b>	2,56–3,26 2,93 <b>1,27</b>	7,72–8,29 8,03 <b>1,07</b>	0,24–0,26 0,25 <b>1,08</b>	<u>0,16</u> –0,93 0,57 <b>5,81</b>
Молодость, юго-западная часть, скв. 14 <i>n</i> =2 (6)	1,02–1,76 1,36 <b>1,73</b>	1,95–2,53 2,20 <b>1,30</b>	5,37–8,70 7,08 <b>1,62</b>	0,37–0,72 0,51 <b>1,95</b>	0,11–1,08 0,36 <b>9,82</b>
Октябрьская <i>n</i> =3 (5)	1,05–1,45 1,24 <b>1,38</b>	2,73–3,60 3,09 <b>1,32</b>	5,47–6,93 6,15 <b>1,27</b>	0,34–0,43 0,40 <b>1,26</b>	0,13–0,43 0,23 <b>3,31</b>
<i>Далдынское поле</i>					
Зарница <i>n</i> =1 (5)	1,84–2,00 1,93 <b>1,09</b>	2,58–3,41 2,77 <b>1,32</b>	5,95–7,49 7,01 <b>1,26</b>	0,34–0,38 0,36 <b>1,12</b>	<u>0,14</u> –0,54 0,28 <b>3,86</b>
Аэромагнитная, прочная разновидность <i>n</i> =2 (6)	2,35–2,69 2,51 <b>1,14</b>	2,80–3,62 3,15 <b>1,29</b>	7,86–11,07 9,53 <b>1,41</b>	0,49–0,61 0,55 <b>1,24</b>	0,05–0,57 0,27 <b>11,40</b>
Академическая <i>n</i> =2 (4)	1,74–2,17 1,96 <b>1,25</b>	2,73–3,35 3,16 <b>1,23</b>	6,13–7,38 6,68 <b>1,20</b>	0,28–0,38 0,32 <b>1,36</b>	<u>0,09</u> –0,36 0,22 <b>4,00</b>
Аэросъемочная <i>n</i> =2 (3)	2,00–2,47 2,19 <b>1,24</b>	3,20–3,68 3,49 <b>1,15</b>	7,11–8,02 7,60 <b>1,13</b>	0,30–0,38 0,34 <b>1,27</b>	0,06–0,42 0,18 <b>7,00</b>
Дальняя, массивный кимберлит <i>n</i> =2 (5)	2,31–2,96 2,77 <b>1,28</b>	1,96–2,38 2,21 <b>1,21</b>	9,16–10,45 9,73 <b>1,14</b>	0,42–0,51 0,46 <b>1,21</b>	0,11– <u>0,44</u> 0,22 <b>4,00</b>

Примечание. *n* — число лабораторий, в скобках — число анализов. Здесь и в табл. 3 в каждой ячейке сверху — минимальное и максимальное содержания, внизу — среднее арифметическое, жирным шрифтом — отношение максимального содержания к минимальному. Подчеркнуты содержания K<sub>2</sub>O, вычисленные как средние арифметические по данным двух лабораторий. В трубке Дальняя исключен из рассмотрения участок, вскрытый шурфами 3 и 4, представляющий, по-видимому, самостоятельный блок.

Аномальные содержания калия выявлены при рассмотрении поведения Та в ильменитах и кимберлитах [1]. Отношения Та/Ti, Та/Fe, Та/P, Та/K в кимберлитах, очевидно, характеризуют относительную обогащенность магмы тантала

аномально высокое. Обогащенность калием связана, скорее всего, с интенсивной измененностью слюды в кимберлитах групп трубок Искорка и НИИГА, обогащенность — с накоплением калия во вторичных продуктах (монтмориллонит-

3. Содержание показательных компонентов  
в кимберлитах отдельных зарубежных трубок, %

Трубки	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO <sub>tot</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	K <sub>2</sub> O
Никос-3, Канада, о. Сомерсет [14] n=5	1,51–2,15 1,81 <b>1,42</b>	1,64–2,81 2,12 <b>1,71</b>	6,99–8,13 7,35 <b>1,16</b>	0,64–0,92 0,78 <b>1,44</b>	0,30–1,00 0,62 <b>3,33</b>
№ 1, Финляндия [12] n=4	0,99–1,52 1,36 <b>1,54</b>	2,92–3,43 3,13 <b>1,17</b>	7,98–10,26 9,55 <b>1,29</b>	0,40–0,64 0,52 <b>1,60</b>	0,08–3,29 0,90 <b>41,1</b>
№ 2, Финляндия [12] n=3	2,33–2,42 2,36 <b>1,04</b>	5,27–5,49 5,40 <b>1,04</b>	10,61–10,87 10,76 <b>1,02</b>	0,60–0,78 0,70 <b>1,30</b>	0,75–1,95 1,52 <b>2,60</b>
№ 701, Китай [13] n=5	1,06–2,20 1,44 <b>2,08</b>	1,39–2,69 2,02 <b>1,94</b>	6,56–8,40 7,14 <b>1,28</b>	0,57–1,16 0,83 <b>2,04</b>	0,18–0,89 0,48 <b>4,94</b>
Премьер, Южная Африка [11]: коричневый кимберлит n=7	1,53–1,98 1,70 <b>1,29</b>	3,96–4,79 4,46 <b>1,21</b>	7,48–7,95 7,77 <b>1,06</b>	0,26–0,33 0,28 <b>1,27</b>	0,72–2,05 1,31 <b>2,85</b>
серый кимберлит n=4	1,62–2,04 1,76 <b>1,26</b>	3,72–4,67 4,12 <b>1,26</b>	7,40–8,02 7,66 <b>1,08</b>	0,17–0,20 0,18 <b>1,18</b>	0,35–1,01 0,74 <b>2,89</b>

Примечание. n — число анализов.

те), возникших при интенсивном преобразовании рыхлых кимберлитов.

Кимберлиты традиционно рассматриваются как ультраосновные породы со щелочным уклоном. Оценивая степень щелочности конкретных образцов, следует учитывать содержание в них тех элементов, которыми обогащены щелочные породы. К ним относятся показательные элементы Ti, K, P, а также ряд литофильных малых и редких элементов. Для щелочных пород характерно также повышенное отношение Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/FeO. В кимберлитах Далдыно-Алакитского района удалось выявить несомненную тенденцию к возрастанию Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/FeO с ростом содержания P, Ti, Fe<sub>общ</sub>. Но определенная зависимость между окисленностью железа и содержанием калия не была установлена [2]. Причина, видимо, та же, что и в случае с величиной Ta/K — существенные изменения содержания калия на постмагматической стадии в некоторых кимберлитовых телах Далдыно-Алакитского района.

Таким образом, содержания калия в отдельных образцах могут заметно отличаться от среднего по кимберлитовому телу (или по отдельному блоку). Полезную информацию может дать изучение прозрачных шлифов. Если большая часть слюды в образце замещена хлоритом или вермикулитом, то при анализе данного образца, очевидно, получим заниженное содержание калия. Чтобы найти представительное среднее значение, необходимо проанализировать на калий не менее 3–5 образцов, взятых в разных участках данного тела (блока). Подсчитывая средние данные по

кимберлитовому полю (или группе тел), как правило, получаем представительное среднее содержание калия. Иначе коэффициенты корреляции калия с малыми и редкими элементами (см. табл. 1) не были бы значимыми. Вместе с тем, при сопоставлении отдельных кимберлитовых тел, отдельных блоков или отдельных образцов следует обращать внимание прежде всего на сходства или различия в содержаниях Ti, Al, Fe, P. Показанные в табл. 2 и 3 различия в их концентрациях (менее значительные, чем для калия) в пределах трубки (блока) могут объясняться случайными аналитическими ошибками, непредставительным отбором отдельных образцов и реально существующей неоднородностью трубки (блока), которую не удалось выявить на данном этапе исследования. Завышенное содержание титана может быть связано с входением в отобранный материал большого числа желваков ильменита.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Илутин И.П. Тантал в ильменитах из кимберлитов и в самих кимберлитах Сибирской провинции // Докл. АН СССР. 1983. Т. 272. № 5. С. 1212–1214.
2. Илутин И.П. Соотношение закисного и окисного железа в кимберлитах Сибири // Докл. АН СССР. 1987. Т. 295. № 5. С. 1207–1210.
3. Илутин И.П. Минералого-геохимические особенности кимберлитов южной и северной частей Сибирской кимберлитовой провинции // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1990. Т. 65. Вып. 1. С. 123–129.
4. Илутин И.П., Гриффин У.Л., Каминский Ф.В. Титан в кимберлитах, титан и цирконий в гранатах — показатели интенсивности глубинного метасоматоза // Докл. РАН. 1999. Т. 366. № 6. С. 806–808.

5. Илупин И.П., Каминский Ф.В., Францесон Е.В. Геохимия кимберлитов. – М.: Недра, 1978.
6. Илупин И.П., Пономаренко Г.А., Серенко В.П. Железистость оливина из кимберлитов Якутии // Новые данные о минералах СССР. М., 1978. Вып. 27. С. 44–54.
7. Кривонос В.Ф. Петрохимический критерий алмазности разновозрастных кимберлитов и лампроитов // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 2. С. 187–200.
8. Милашев В.А. Петрохимия кимберлитов Якутии и факторы их алмазности. – Л.: Недра, 1965.
9. Милашев В.А., Табунов С.М., Томановская Ю.И. Кимберлитовые поля северо-восточной части Сибирской платформы // Кимберлитовый вулканизм и перспективы коренной алмазности северо-востока Сибирской платформы. Л., 1971. С. 5–42.
10. Павлов Д.И., Илупин И.П. Галит в кимберлитах Якутии, его соотношения с серпентином и вопрос об источнике отложивших его растворов // Докл. АН СССР. 1973. Т. 213. № 6. С. 1406–1409.
11. Fesq H.W., Kable E.J.D., Gurney J.J. Aspects of the geochemistry of kimberlites from the Premier Mine, and other selected South African occurrences with particular reference to the rare earth elements // Physics and Chemistry of the Earth. Pergamon Press. Oxford et al. 1975. Vol. 9. P. 687–707.
12. O'Brien H.E., Tyni M. Mineralogy and geochemistry of kimberlites and related rocks from Finland // Proc. 7th Int. Kimberlite Conf. Cape Town, 1999. Vol. 2. P. 625–636.
13. Petrology and geochemistry of kimberlites from Shandong and Liaoning Provinces, China / L.A. Tompkins, S.P. Meyer, Z. Han. et al. // Proc. 7th Int. Kimberlite Conf. Cape Town, 1999. Vol. 2. P. 872–887.
14. Schmidberger S.S., Francis D. Constraints on the trace element composition of the Archean mantle root beneath Somerset Island, Arctic Canada // J. Petrol. 2001. Vol. 42. № 6. P. 1095–1117.

# АППАРАТУРНО-ТЕХНИЧЕСКИЕ СРЕДСТВА И ТЕХНОЛОГИИ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ



УДК 669.213.6

© Г.С.Крылова, Н.В.Ибрагимова, 2003

## ИССЛЕДОВАНИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ РАСТВОРЕНИЯ ЗОЛОТА В ЙОД-ЙОДИДНОЙ СИСТЕМЕ

Г.С.Крылова, Н.В.Ибрагимова (ЦНИГРИ МПР России)

*Исследовано влияние pH среды и молярного соотношения йода к йодиду на скорость растворения золота в йод-йодидной системе. Растворение золота йодсодержащим растворителем проходит активно в диапазоне значений pH от 2 до 9. Эффективность растворения золота зависит от молярного соотношения йод-йодид, граничное значение которого равно 0,5.*

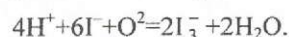
Наиболее распространенный способ извлечения благородных металлов из руд — цианирование. Цианистые комплексы золота и серебра характеризуются высокой прочностью. Константа образования цианистых комплексов золота  $[\text{Au}(\text{CN})_2]^-$  равна  $2,3 \cdot 10^{38}$ , цианистых комплексов серебра  $[\text{Ag}(\text{CN})_2]^-$  —  $2,9 \cdot 10^{29}$ . Высокая избирательная способность цианида к золоту, относительно небольшие его расходы (0,5–1,5 кг/т руды) при переработке руд и относительно невысокая стоимость сделали цианид самым распространенным промышленным растворителем благородных металлов. Однако, наряду с указанными преимуществами, существенным недостатком цианида является его высокая токсичность. В соответствии с экологическими требованиями, действующими в России, предельно допустимая концентрация цианида в сточных водах составляет 0,05 мг/л.

В последнее десятилетие наибольшее развитие получили исследования, связанные с разработкой гидрометаллургических процессов извлечения золота с применением галогенидных систем — хлора, брома или йода. Так, уже известен пример практического использования хлорсодержащей системы для подземного выщелачивания золота [1]. В связи с тем, что йодные комплексы золота наиболее устойчивы в указанном ряду галогенов, изучение закономерностей растворения золота йодной системой представляет научный и практический интерес.

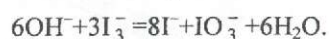
Исследования по изучению процесса растворения золота в йодной системе проводились на

химически чистом порошке золота крупностью  $-0,05+0$  мм. Изучаемыми параметрами процесса растворения золота были pH среды и соотношение концентраций йода и йодида. Для приготовления рабочих растворов использовали химически чистые реактивы йода и йодида калия. Эксперименты осуществлялись в стеклянных стаканчиках емкостью 100 мл при перемешивании (число оборотов мешалки во всех опытах составляло 400 об/мин). Результаты изучения влияния pH среды на кинетику растворения золота приведены на рис. 1.

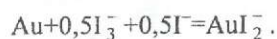
Снижение скорости растворения золота в диапазоне pH 0–2 связано с окислением йодида воздухом согласно реакции:



В сильнощелочной среде (pH > 10) скорость реакции резко замедляется за счет окисления йода до йодата по реакции:



Влияние соотношения концентрации йода и йодида было изучено в диапазоне соотношений от 0,01 до 0,6. Растворение золота в йод-йодидной системе описывается следующим стехиометрическим уравнением:



Константа скорости этой реакции равна:

$$k = a[\text{I}_3^-]^{0,5}[\text{I}^-]^{0,5} \gamma^2,$$

где  $a$  — константа;  $\text{I}_3^-$  — концентрация йода;  $\text{I}^-$  — концентрация йодида;  $\gamma$  — коэффициент активности ионов [2].

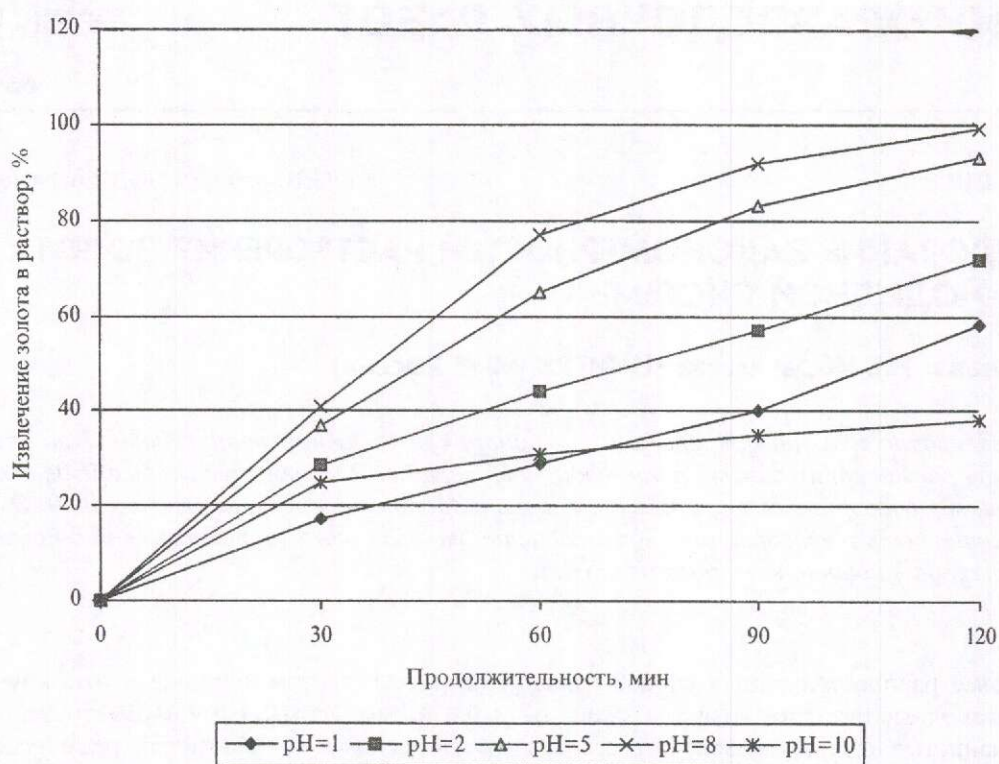


Рис. 1. Зависимость извлечения золота от pH среды

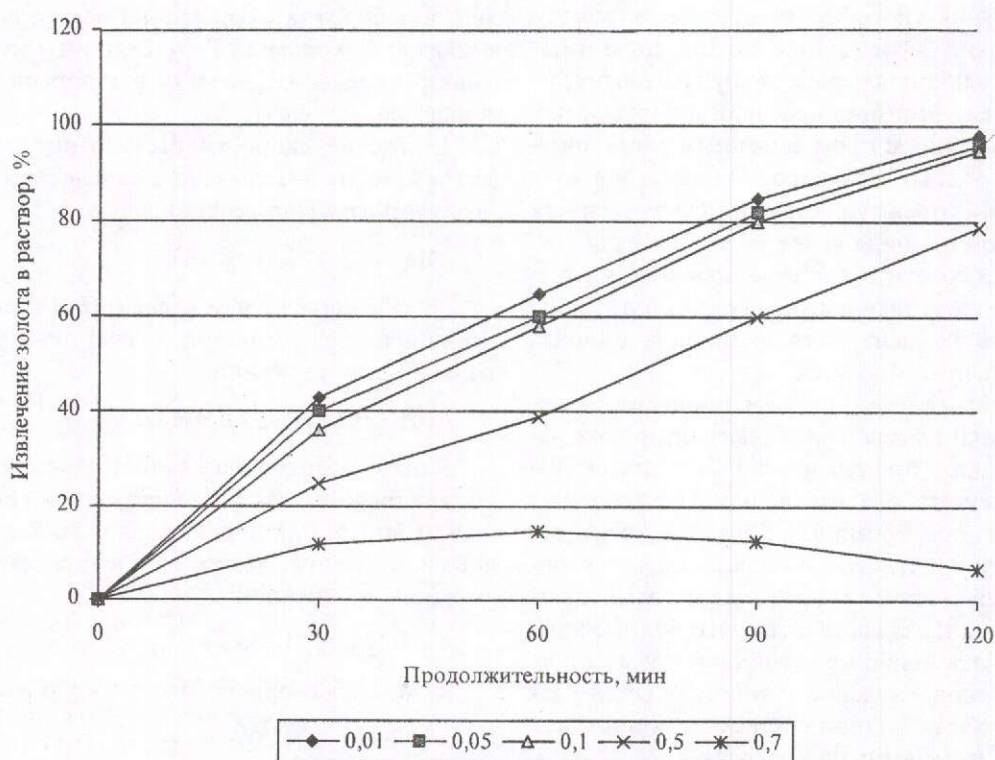


Рис. 2. Зависимость извлечения золота от соотношения йод/йодид



На рис. 2 приведены кинетические кривые растворения золота в зависимости от соотношения концентраций йода и йодида. Высокая скорость реакции наблюдается при молярном соотношении йода к йодиду в диапазоне 0,01–0,1. При значении 0,5 скорость реакции несколько замедляется, оставаясь на приемлемом уровне, а при значении 0,7 резко падает до полного прекращения растворения золота с образованием нерастворимого моновалентного йодида золота.

Таким образом, как показывает анализ результатов исследования, йодная система может активно работать в широком диапазоне рН среды (от 2 до 9), что выгодно отличает ее от хлоридных и бромидных систем, для которых диапазон рН ограничен. Установлено также, что соотношение концентраций йода и йодида определяет возможность рационального осуществления процесса. Значение молярного отношения йода к йодиду, равное 0,5, является

граничным; при дальнейшем его увеличении скорость реакции резко снижается. Этот параметр играет весьма важную роль в практике гидрометаллургического процесса растворения золота, так как именно он определяет полноту извлечения золота в раствор. Оперативный контроль этого соотношения позволит избежать лишнего расхода йодида калия и определит, в конечном итоге, экономику гидрометаллургического процесса извлечения золота из минерального сырья.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Опытно-промышленные* испытания технологии подземного выщелачивания золота хлорсодержащими растворителями / А.Ф.Панченко, О.Д.Хмельницкая, В.В.Лодейщиков и др. // Тез. докл. III конгресса обогатителей стран СНГ. М., 2001.
2. *Weast R.S. Handbook of Chemistry and Physics.* – CRC Press, Boca Raton, 1975.

УДК 669.053.2/4:552.124.4

© А.И.Романчук, В.П.Ивановская, А.Б.Королев, 2003

## ИССЛЕДОВАНИЯ ПО СОВМЕСТНОМУ ВЫЩЕЛАЧИВАНИЮ ЖЕЛЕЗОМАРГАНЦЕВЫХ КОНКРЕЦИЙ И ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ СУЛЬФИДОВ

А.И.Романчук, В.П.Ивановская, А.Б.Королев (ЦНИГРИ МПР России)

*Приведены результаты выщелачивания полезных компонентов из железомарганцевых конкреций Мирового океана с использованием в качестве восстановителя сульфидных продуктов, полученных при переработке наземных и подводных месторождений сульфидных руд.*

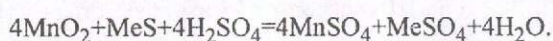
Ресурсы Мирового океана привлекают все большее внимание в качестве перспективного сырьевого источника. Особый интерес представляют два вида океанических руд — железомарганцевые конкреции (ЖМК) и глубоководные полиметаллические сульфиды (ГПС) [1]. Рудные залежи ЖМК выявлены в различных районах Мирового океана и активно изучаются. Основные полезные компоненты ЖМК — медь, никель, кобальт и марганец. Предполагается, что добыча и переработка этого нового вида минерального сырья начнется уже в первой половине нынешнего столетия. Оценка потенциальных ре-

сурсов ГПС, основными полезными компонентами которых являются медь и цинк, попутными — золото и серебро, проводится в настоящее время [4].

Для переработки железомарганцевых конкреций разрабатываются и оцениваются гидрометаллургические и пирометаллургические технологии, однако предпочтение отдается первым как менее энергоемким и позволяющим получать высококачественные продукты из руд различного вещественного состава. При гидрометаллургической переработке для перевода марганца в растворимые соли используется метод

выщелачивания в присутствии восстановителей. Из последних наиболее распространен и эффективен сернистый ангидрид [7], который получается путем сжигания элементарной серы, обжига пиритного концентрата или сульфидных концентратов цветных металлов (медного, цинкового и др.).

В последнее время появились работы по восстановлению оксидов металлов твердыми сульфидными восстановителями (штейнами, медными, медно-никелевыми и пиритными концентратами) непосредственно в кислых растворах. Впервые использование сульфидов для восстановления марганца в пульпе обсуждалось в 80-х годах применительно к гидрометаллургической переработке окисного марганцевого концентрата. Растворение марганца описывается реакцией:



Для восстановителя предлагалось использовать халькопиритный или пиритный концентраты. Процесс осуществляется в автоклаве при температуре 170°C и давлении кислорода 10 атм. Степень извлечения марганца за пять часов автоклавного выщелачивания составила 99%, а меди из халькопирита — 92–94% [2, 9]. Позднее указанный метод, но уже при атмосферном давлении, использовали для извлечения марганца из бедных руд. В качестве восстановителя применяли пиритный концентрат, полученный из хвостов мокрой магнитной сепарации железных руд. Пиритные концентраты содержали некоторое количество цветных металлов, которые также извлекались в раствор. Схема совместной переработки марганцевых руд и пиритных концентратов проверена в полупромышленных условиях на окисленном марганцевом концентрате Жайремского месторождения (Казахстан). Сульфатные растворы после очистки от примесей использовали для получения электролитического диоксида марганца [3, 6].

На Чимкентском свинцовом заводе марганцевые руды Жайремского месторождения применяли в качестве окислителя при выщелачивании кадмия, рения и теллура из пылей производства агломерата [8]. Выщелачивание проводили раствором серной кислоты при атмосферном давлении и температуре 20–25°C. Расход  $\text{MnO}_2$  составил 7–15% от массы пыли. Пыли агломерационного производства имели следующий состав, %: Pb 64,4, Cu 0,13, Zn 0,86, Cd 5,1, Re 0,11, Tl 0,39, Cl 3,4, As 0,94. В результате лабораторных и промышленных испытаний установлено, что применение диоксида марганца позволяет из-

влекать в раствор 75–80% Zn, 80–95% Cd, 80–95% Re, 70–94% Te. Из марганцевой руды в раствор переходит 80–90% Mn.

В КНР проведены исследования по оценке возможности выщелачивания ЖМК соляной кислотой совместно с медно-никелевыми штейнами и сульфидными концентратами цветных металлов [10–12]. Железомарганцевые конкреции имели такой состав, %: Mn 31,3, Ni 1,6, Cu 1,75, Co 0,14, Fe 5,6. Содержания основных компонентов в штейне колебались в пределах, %: Ni 46,1–58,6, Cu 1,8–26,4, Co 0,43–0,71, Fe 2,9–4,5, S 22,2–22,3. В оптимальном режиме выщелачивания ( $T$  95°C,  $\tau$  80 мин,  $C_{\text{HCl}}$  2 М/л, Ж:Т 10:1) достигнуты высокие показатели извлечения полезных компонентов в раствор, %: Ni 90–93,8, Cu 96,2–97,3, Co 78,1–81,0, Fe 98,6–98,7, Mn 99,8–99,9.

Восстановительное выщелачивание ЖМК, содержащих 27,1% Mn, 0,12% Zn, 4,9% Fe, 1,15% Ni, 0,21% Co, 1,03% Cu, совместно с цинковым концентратом позволило перевести в раствор более 80% Ni, Co, Cu, Mn и Zn по реакции:



Переход серы в элементарную форму превысил 90% [12].

В экспериментах по выщелачиванию совместно с пиритом и халькопиритом использованы конкреции другого состава, %: Mn 23–21,3, Ni 0,91–0,83, Co 0,29–0,28, Cu 0,52–0,51, Fe 11 [12]. Извлечение в раствор при выщелачивании с пиритом составило, %: Ni 93,8, Co 96,8, Cu 95,7, Mn 89,1, Fe 49. При использовании халькопирита в раствор перешло более 93% Mn, Ni и Co и более 80% Cu. Условия выщелачивания во всех случаях были одинаковыми:  $\tau$  1,5 ч,  $T$  90°C,  $C_{\text{HCl}}$  1,5 М/л.

Анализ результатов исследований по восстановительному выщелачиванию ЖМК в присутствии природных и техногенных сульфидов свидетельствует о возможности достижения высоких показателей извлечения цветных металлов и марганца из ЖМК указанным методом при атмосферном давлении, поэтому представляется перспективным создание технологии переработки ЖМК совместно с другим типом глубоководного сырья — полиметаллическими сульфидами или продуктами их переработки.

При выполнении указанных исследований в качестве окислителей применяли ЖМК заявленного Россией участка дна Тихого океана в районе Клариион-Клиппертон, а восстановителями служили медный и пиритный концентраты, полученные при обогащении ГПС Восточно-Тихо-

океанского поднятия, а также природный ковеллин.

Состав исходных продуктов приведен в табл. 1.

1. Состав исходных окисленных и сульфидных продуктов, %

Наименование продукта	Cu	Ni	Co	Fe	Mn	Zn	S
Железомарганцевые конкреции	1,05	1,2	0,22	5,7	29,7	0,14	0,2
Медный концентрат обогащения ГПС	22,2	—	—	27,7	—	—	31,7
Пиритный концентрат обогащения ГПС	2,18	—	—	33,5	—	0,8	38,5
Ковеллин	60,1	—	—	10,5	—	—	—

Примечание. Крупность измельчения материалов — 80% класса крупности  $-0,074$  мм.

Исследования проводили в стеклянном реакторе, объемом 200 мл с механическим перемешиванием и электрическим подогревом. Переменными параметрами процесса выщелачивания были соотношение сульфидов и ЖМК ( $MeS:ЖМК$ ) и расход соляной кислоты. В ходе экспериментов постоянно контролировались температура и величина рН. Температуру во всех опытах поддерживали постоянной ( $90^{\circ}C$ ), отношение Т:Ж составляло 1:4, продолжительность выщелачивания 2 ч. Конечные продукты анализировали на содержание меди, никеля, кобальта, марганца и железа.

Полученные результаты представлены на рисунке. Увеличение расхода сульфидных продуктов способствует более полному восстановлению марганца и извлечению металлов в раствор. При соотношении  $CuS:ЖМК=1$  извлечение марганца, никеля и кобальта составило 98,1, 89,3 и 82,1% соответственно (см. рисунок, а, 1). При замене ковеллина на медный концентрат, при том же соотношении, извлечение марганца увеличилось до 99,9%, никеля до 99%, кобальта до 98%.

Суммарное извлечение меди из сульфидных продуктов и ЖМК остается неизменным или уменьшается по мере увеличения расхода сульфидных концентратов, что свидетельствует о ее неполном выщелачивании соответственно из ковеллина и медного концентрата (см. рисунок, 1)\*. По мере увеличения расхода кислоты степень извлечения меди существенно возрастает, в то время как остальных полезных компонентов изменяется

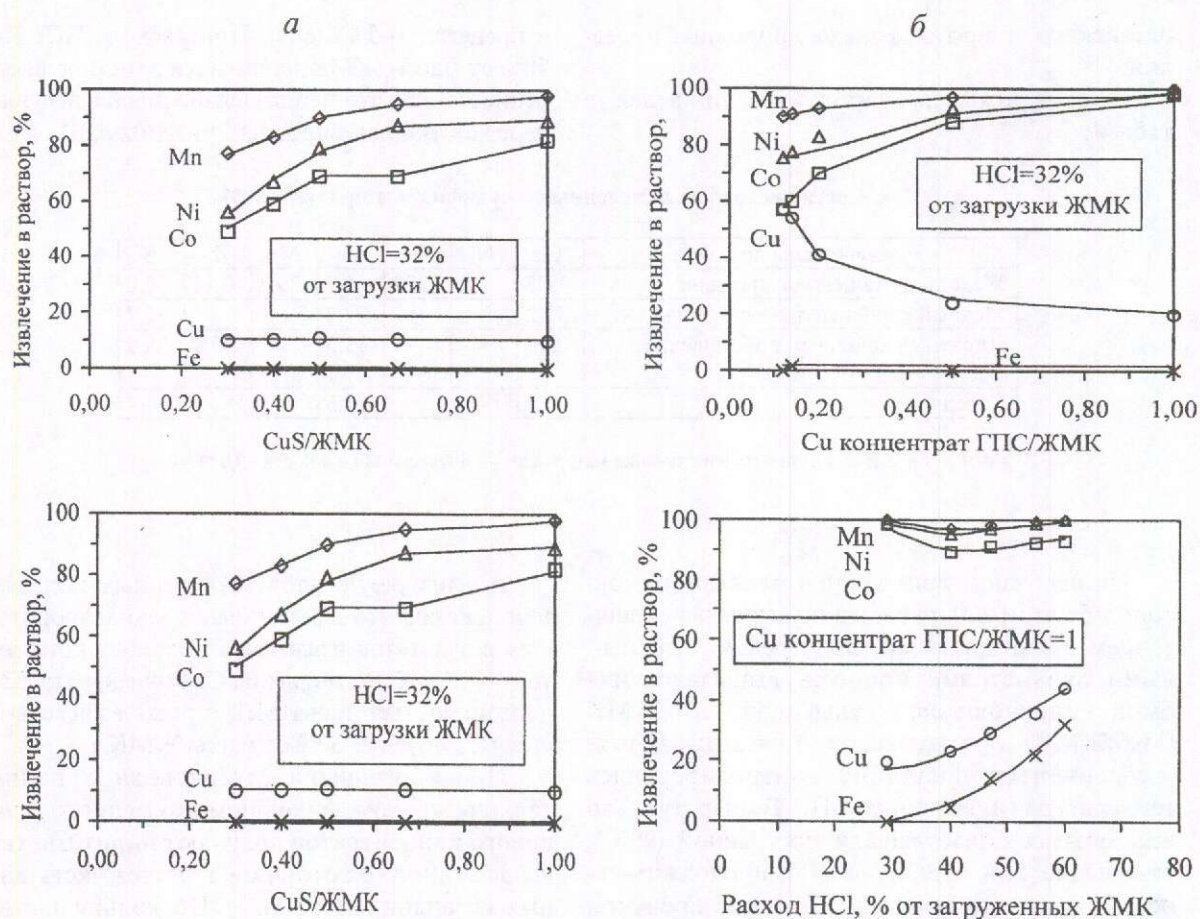
\* Извлечение металлов рассчитывали по формуле  $Sme_p / (Sme_{ЖМК} + Sme_{сульф})$ , где  $Sme_p$  — содержание металла в растворах выщелачивания;  $Sme_{ЖМК} + Sme_{сульф}$  — содержание металлов в ЖМК и сульфидном восстановителе.

в пределах 1–5 % (абс). При расходе HCl более 40% от массы ЖМК начинается заметное растворение железа, что нежелательно для последующей переработки растворов (см. рисунок а, II).

Анализ результатов проведенных исследований показал, что для получения удовлетворительных результатов извлечения полезных компонентов из ЖМК соотношение  $Cu$ -концентрат: ЖМК должно соответствовать 1:1, а расход кислоты составлять не менее 30% от массы ЖМК.

При обогащении глубоководных полиметаллических сульфидов помимо медного и цинкового концентратов получают пиритные хвосты флотации, с которыми теряется часть цветных металлов (см. табл. 1). Поскольку цветные металлы находятся в тонкой ассоциации с пиритом, для их извлечения, как правило, применяется сульфатизирующий или окислительный обжиг с последующей гидрометаллургической переработкой огарка [5]. В этой связи совместное выщелачивание полезных компонентов ЖМК и пиритных хвостов обогащения ГПС, позволяющее одновременно решать задачи восстановления марганца в ЖМК и окисления пирита в хвостах, представляет наибольший интерес. Показатели совместного выщелачивания ЖМК и пиритного концентрата приведены в табл. 2. В этом случае обеспечивается наиболее высокая степень извлечения полезных компонентов из ЖМК, %: Ni 99,0, Co 97,5, Mn 99,8. Кроме того, в раствор переходит 83,1% Cu и 77,1% Zn от общего содержания в ЖМК и пиритных хвостах.

Выполненные исследования подтвердили возможность совместной переработки железомарганцевых конкреций и глубоководных полиметаллических сульфидов на основе использования окислительно-восстановительных процессов, происходящих при выщелачивании смеси двух типов глубоководных руд в растворах соляной кислоты.



Показатели совместной переработки ЖМК и сульфидных продуктов:

а — ЖМК-ковелин, б — ЖМК-медный концентрат ГПС

## 2. Результаты совместного выщелачивания ЖМК и пиритного концентрата ГПС

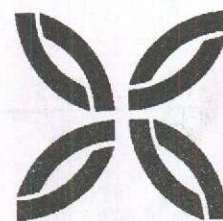
Элементы	Содержание		Извлечение в раствор, %
	в растворе, г/л	в кеке, %	
Cu	2,39	0,62	83,1
Ni	1,00	<0,01	99,0
Co	0,33	0,01	97,5
Mn	28,22	0,08	99,8
Fe	12,72	27,49	37,2
Zn	0,63	0,24	77,1

Примечание. Отношение пиритный концентрат ГПС:ЖМК=1; Ж:Т=4:1; расход HCl 45% от массы ЖМК; т 3 ч.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Атлас морфологических типов железомарганцевых конкреций Мирового океана. — Брно. 1990.
2. А.с. 1328397 (СССР). Способ переработки железомарганцевых руд / И.П.Смирнов, Г.Ф.Иванов, Н.Л.Непахарова и др. — Бюл. № 29. 1987.
3. Гидрометаллургические процессы комплексного использования марганцевых руд и сульфидных концентратов и промпродуктов Сибирского региона / В.В.Патрушев, А.Г.Холмогоров, С.В.Дроздов и др. // Тез. докл. 2-го Международного симпозиума «Проблемы комплексного использования руд». СПб., 1996. С. 140–141.

4. Клименко Н.Г., Ивановская В.П., Бочек Л.И. Технологическая оценка глубоководных полиметаллических сульфидов Мирового океана // Металлогения современных и древних океанов. М., 1992. С. 199–201.
5. Клименко Н.Г., Кязимов Р.А. Анализ современного состояния переработки колчеданных руд. – М.: ВИЭМС, 1987.
6. Омарова Н.С., Иманбакиев В.Г., Туленков Л.Н. Сернокислотное выщелачивание марганца из окисленного марганцевого концентрата с использованием восстановителя // Тез. докл. 2-го Международного симпозиума «Проблемы комплексного использования руд». СПб., 1996. С. 143–144.
7. Патент РФ № 1748450. Способ переработки железомарганцевых конкреций / А.И.Романчук, В.П.Ивановская и др.
8. Пирометаллургическая переработка пылей свинцового производства совместно с марганцевой рудой / А.К.Тулекбаева, А.М.Устимов, А.Н.Загородная и др. // Цветные металлы. 1994. № 5. С. 19–22.
9. Совместное автоклавное выщелачивание халькопиритного и марганцевого окисного флотоконцентратов / П.В.Гогоришвили, Т.П.Гелейшвили, Р.Г.Дундуа и др. // Сообщения АН ГССР. 1986. 122. № 2. С. 333–338.
10. Chen Hsiaohong, Fu Chongyue, Zheng Diy. Восстановительное выщелачивание марганцевых конкреций с использованием никелевого штейна в растворах соляной кислоты // Hydrometallurgy. 1992. № 2. P. 269–275.
11. Chen Hsiaohong. Окислительное выщелачивание никеля из штейна в присутствии марганецсодержащих окисдных руд // Hydrometallurgy. 1996. 42. № 3. P. 425–434.
12. Chen Hsiaohong, Fu Chongyue. Восстановительное выщелачивание океанских марганцевых конкреций совместно с цинковым концентратом разбавленной соляной кислотой // J. Cent.-S. Inst. Min. And Met. 1994. 25. № 1. P. 39–43.



Исполнилось 70 лет Виктору Борисовичу Чекваидзе, академику РАЕН, доктору геолого-минералогических наук, известному в стране специалисту в области геологии, геохимии и методов прогноза и поисков месторождений цветных и благородных металлов, ведущему научному сотруднику отдела металлогении и прогноза месторождений цветных и благородных металлов ЦНИГРИ.

Его геологическая деятельность началась в 1955 г. после окончания Харьковского государственного университета с изучения условий локализации и минерало-геохимических ореолов колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая. Особенно плодотворно эти исследования проводились В.Б.Чекваидзе с 1965 по 1982 гг. в ЦНИГРИ. В результате изучения минерало-геохимических особенностей и околорудных метасоматических процессов на колчеданно-полиметаллических месторождениях Рудного Алтая, Кавказа, Гиссара и Болгарии им впервые разработана формационная систематика околорудных метасоматитов этого геолого-промышленного типа месторождений цветных металлов, систематизированы морфогенетические типы рудных объектов, определены условия их формирования, методы прогноза и поисков. Данные исследования и высокий уровень теоретических обобщений легли в основу докторской диссертации «Метасоматические формации и рудно-метасоматические ассоциации колчеданно-полиметаллических месторождений и их поисковое значение» (1982 г.).



В 1982 г. В.Б.Чекваидзе была поручена разработка и усовершенствование методики минерало-геохимических методов поисков на примере золоторудных месторождений Центрально-Колымского региона, Урала, Казахстана, Узбекистана, Закарпатья и ряда других провинций. В результате исследований им выдвинуто положение о вещественных триадах — породно-минерально-элементных ассоциациях, закономерно повторяющихся на месторождениях разных формационных типов. На основе этих теоретических положений В.Б.Чекваидзе вместе с коллегами разработана комплексная петрографо-минерало-геохимическая методика поисков и оценки золоторудных месторождений, а также теоретически обоснована и внедрена в практику поисковых работ ионно-потенциометрическая методика выявления геохимических ореолов и рудоносных зон глубоко скрытых месторождений.

Все научные исследования В.Б.Чекваидзе тесно увязаны с запросами практики и широко используются при проведении прогнозно-поисковых работ на цветные и благородные металлы на территории страны, что привело к обнаружению новых рудоносных площадей и промышленных рудных тел. Он оказывал помощь геологическим службам Афганистана, Болгарии, Чехии и Китая.

Результаты исследований В.Б.Чекваидзе отражены во многих производственных отчетах, более чем в 150 печатных работах, включая шесть монографий. Виктор Борисович — член диссертационных советов ЦНИГРИ и геологического факультета МГУ.

Искренне желаем Виктору Борисовичу доброго здоровья и дальнейших творческих успехов.

*Ученый совет ЦНИГРИ  
Редколлегия журнала*



