

ПРОБЛЕМЫ
МИНЕРАЛОГИИ,
ПЕТРОГРАФИИ
И МЕТАЛЛОГЕНИИ

Чтения памяти
П.Н. Чирвинского

**МИНИСТЕРСТВО ОБЩЕГО И ПРОФЕССИОНАЛЬНОГО
ОБРАЗОВАНИЯ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ**

Пермский государственный университет

Кафедра минералогии и петрографии



**ПРОБЛЕМЫ МИНЕРАЛОГИИ, ПЕТРОГРАФИИ И
МЕТАЛЛОГЕНИИ**

**НАУЧНЫЕ ЧТЕНИЯ ПАМЯТИ
П.Н. ЧИРВИНСКОГО**

Материалы научной конференции

Пермь 1999

БКК 26.3
П 78
УДК 550.8

Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П. Н. Чирвинского: Материалы научной конференции/ Перм. ун-т. – Пермь, 1999. - 128 с.
ISBN 5-7944-0100-1

Материалы научной конференции, состоявшейся 3-4 февраля 1999 г. на кафедре минералогии и петрографии Пермского университета, содержат основные результаты геологических исследований, касающихся проблем метеоритики, природного и искусственного минералообразования, петрографии, литологии и металлогении, - наук, входивших в сферу интересов П. Н. Чирвинского.

Для геологов широкого профиля.

Печатается по постановлению ученого совета геологического факультета Пермского университета

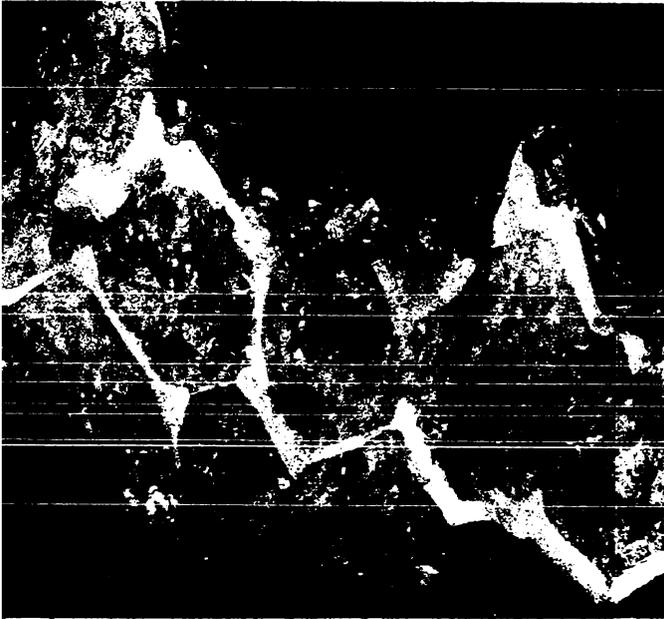
Редколлегия: Б.М. Осовецкий (председатель), Р.Г. Ибламинов (зам. председателя), Ф.А. Курбацкая, А. М. Кропачев, Б.С. Лунев, И.И. Чайковский

Ответственные редакторы Р.Г. Ибламинов и И.И. Чайковский
Ответственная за выпуск Е.В. Чайковская

ISBN 5-7944-0100-1

© Пермский университет, 1999

Метеориты, астроблемы, планеты



Палласиты

Астроблемы, кольцевые структуры

Модель внутреннего строения

Земли

О ВКЛАДЕ П.Н. ЧИРВИНСКОГО В МЕТЕОРИТИКУ

Хотя монография П.Н. Чирвинского была издана в 1916 г., она до сих пор является непревзойденной сводкой по морфологии и минералогии железокристаллических метеоритов с описанием большинства (17) известных даже сегодня (35) палласитов. Особо следует отметить его дар видеть и выделять главное в многообразии окружающей нас Природы. Так, его внимание уже тогда привлекли парадоксальные взаимоотношения железа и силикатной матрицы, наличие в последней странных полых микротрубочек, иногда выполненных самородным железом или порошком неясного состава. Позднее они были идентифицированы как треки – следы высокоэнергетичных частиц космического происхождения. Любопытно, что сходный со следами ионизирующих частиц в камере Вильсона рисунок имеют и загадочные рутиловые иголки в уральских волосатиках.

Лишь уникальные данные по палласиту Омолон, найденному в 1982 г. на территории Магаданской области, могли бы существенно пополнить эту замечательную монографию. Омолон оказался крупнейшим на планете метеоритом редкого класса, упавшим в практически безлюдной местности. Пролет болида наблюдало 6 человек! Главная масса весом 250 кг сейчас экспонируется в Музее естественной истории (СВКНИИ ДВО РАН, г. Магадан). Позже при изучении изотопного состава благородных газов в его оливине (ГЕОХИ РАН) получена K–Ar датировка - 5,7 млрд лет, что на миллиард лет превышает средний возраст метеоритов. Так что на сегодня Омолон – самое древнее вещество Солнечной системы, попавшее в руки человека. Кроме того, в его корке плавления было установлено уникальное форстеритовое стекло. Сейчас вещество этого палласита исследуется в ряде лабораторий мира.

Изучение шлиха с места падения Омолона подтвердило петрологическую молодость железа относительно силикатной матрицы: наряду с мельчайшими железными шариками были обнаружены проволочки (проводники между сферулами), фрагменты тончайших, иногда пересекающихся пленок того же состава, которые выполняли трещины в оливине. Конечным результатом увеличения массы самородного железа при рождении палласитов было образование их пеноподобного каркаса, а также конкрециевидных выделений в мезосидеритах и грахамитах (Чирвинский, 1967). С дальнейшим развитием быстрого нейтронного захвата на стартовых атомах кремния железо образовывало уже сплошные расплавленные массы, давшие собственно железные метеориты.

Итак, несмотря на то, что сейчас метеоритное вещество изучается уже на изотопном уровне, и по сей день актуальны исследования взаимоотношений железа и силикатной матрицы в связи с возрастным парадоксом железных метеори-

тов, а также многоплановые исследования треков и т.д., начатые П.Н. Чирвинским еще в начале века...

В.Ф. Лузин, В.В. Андреев
Иркутский университет

ОБ АНГАРСКОЙ АСТРОБЛЕМЕ

На крупномасштабной топографической карте Иркутского Приангарья обращает на себя внимание озеровидное расширение долины р. Ангара в районе устья р. Белая округлой формы, слегка вытянутое вниз по течению р. Ангара, изгибающейся на восток. Диаметр расширения 25 км при ширине долины реки выше и ниже не более 5 км. В регионе известны и другие подобные расширения долины р. Ангара. Геометрия озеровидных расширений разнообразна, как и причины их образования (тектонические колебания отдельных блоков земной коры, наличие барьеров, образование внутренних дельт, меандр и др., возможно, падение метеоритов).

Русло современной р. Белая обтекает расширение с юга, а пра-Белая обтекала его с северо-запада. Последнее устанавливается по шнурковидному расположению неоген-четвертичных отложений (водораздельные галечники). При этом она меняла русло несколько раз. Складывается впечатление, что реки Белая и Ангара обтекали какое-то более или менее изометричное препятствие. Но на месте предполагаемого препятствия расположена озеровидная впадина, заполненная более молодыми отложениями по сравнению с окружающими его юрскими отложениями. Пра-Белая могла обтекать отрицательный элемент рельефа в том случае, если он был окружен кольцевым валом астроблемы. Подобные явления наблюдаются на космических снимках Марса, где сухие русла обтекают и реже прорезают метеоритные кратеры. Предполагаемую астроблему назовем Ангарской.

Н. А. Логачев (1964) указывает, что в бассейне верхнего течения р. Ангара, в приангарской части междуречья рек Китой и Белая, выявлены красноцветные отложения субаэральной и аллювиальной фаций среднего-позднего плиоцена или раннего эоплейстоцена с интенсивной вкрапленностью лимонитовой "дروби". Содержание окисного железа достигает 13%. Отмечено железо, не входящее в состав минералов. Описаны точечные черные и ржаво-бурые железистые включения до 5-7 мм в диаметре. В отдельных прослоях железистые горошины и картечины встречаются в изобилии. Содержание железа не зависит от состава подстилающих коренных пород. В долине р. Белая красноцветная формация залегает на юрских песчаниках, а ниже устья – на юрских отложениях и карбонатной толще нижнего кембрия. Значительно ниже по течению р. Ангара появляются красноцветные породы верхоленской свиты среднего-верхнего кембрия.

О возможности падения крупных метеоритов говорят и археологические данные. Еще А. П. Окладников (1950) указывал, что среди петроглифов Северной Монголии, Прибайкалья, верховьев р. Енисей и других районов Восточной Сибири отмечены знаки, которые можно интерпретировать как отражение космических явлений. Падение в Южном Прибайкалье крупных метеоритов типа Тунгусского могло найти отражение в бурятской легенде об отце Байкале, пытавшемся помешать побегу своей дочери Ангары, кидая в неё каменные глыбы.

В. Ф. Лузин, В. В. Андреев
Иркутский университет

ИНФОРМАЦИОННАЯ ЭНТРОПИЯ И КОЛЬЦЕВЫЕ СТРУКТУРЫ

Широкое распространение кольцевых структур – метеоритных кратеров – установлено на планетах Солнечной системы, определены их размеры, количество и предположительный возраст. При анализе кривых распределения кратеров и кольцевых структур по диаметрам на Луне установлено, что закон распределения их одинаков для всех размеров. Кривые частоты встречаемости метеоритных кратеров на 1 млн. км² в зависимости от их диаметров имеют похожий характер на поверхности Луны, Канадского и Украинского щитов и других районов.

При составлении геологических карт Луны и Марса относительный возраст базальтов и их стратификация определяются по степени кратерирования поверхности. Более совершенная методика предложена Дж.Бойсом. Она основана на степени разрушения кратеров различного диаметра. Чем древнее поверхность участка, тем больше вероятность встретить на ней кратер большого диаметра. Это связано с тем, что при разрушении (эрозия, обрушение стенок, тектонические движения и др.) больше шансов сохраниться имеют крупные кратеры. Поэтому на более древних поверхностях не только будет возрастать количество кольцевых структур метеоритного происхождения, но и увеличиваться их размеры.

Дальнейшее совершенствование стратификации базальтов Луны и других планет предлагается осуществлять на основе количественных мер разнообразия с использованием информационно-энтропийных оценок. Обобщенный сравнительный показатель возраста события или объекта можно определять по алгоритму

$$T = - \sum p_i \lg p_i,$$

где p_i - вероятность i -го события или процесса ($i = 1, 2, 3, \dots, n$).

Таковыми событиями могут быть кратерирование поверхности, степень разрушенности кратеров по нескольким параметрам, петрографический состав и структурно-текстурные особенности пород, их химический состав, геоморфологические особенности поверхности и др.

Расчет энтропии распределения диаметров 99 метеоритных кратеров на поверхности Земли, характеристика которых взята у Л. П. Хряниной (1987), подтвердил справедливость нашего предложения.

В.А. Попов

Тувинская экспедиция

СТРУКТУРА КУРБУН-ШИВИ – СОЛЯНОЙ КАРСТ ИЛИ АСТРОБЛЕМА

В Овюрском кожууне Республики Тыва вблизи сумона Чаа-Сур в северной части Убусунурской котловины в нижнем течении р. Южный Торгалыг среди аллювиально-делювиальных отложений южных предгорий хребта Западный Танну-Ола издавна известна своеобразная депрессия, получившая название "структура Курбун-Шиви". Впервые она была детально описана в геологическом отчете Е.В. и В.В.Зайковыми в 1962 г. при поисковых работах на соль вокруг Дус-Дагского месторождения каменной соли (отчет хранится в фондах Тувинской экспедиции). Ученые предполагали ее солянокарстовое происхождение. Позднее структура детально изучалась нами в 1984-1988 гг. В 1988-1989 гг. этой структурой интересовались С.А. Вишневский (Новосибирск) как возможной структурой космического происхождения (астроблемой) и А.Ф. Ямских (Красноярск, пединститут) с целью уточнения возраста рыхлых отложений этого района.

Ю.С. Худяков и его коллеги (1988) описывают эту структуру как "могильник Тоора-Тай". Холм с глубокой выемкой в центре местными жителями трактуется как развалины древней крепости. На его склонах исследователями описаны 10 каменных курганов округлой формы диаметром 10-15 м и высотой 0,3-0,8 м. Получается, что могилы появились уже на развалинах крепости.

Структура расположена на правом берегу долины ручья Курбун-Шиви вблизи его истоков, в 2-3 км к СЗ от сумона Чаа-Сур. Долина р. Южный Торгалыг здесь при выходе в предполагаемый "залив" пра-Убусунурской котловины из ущелья южного склона хребта Западный Танну-Ола резко расширяется, сливается с долинами соседних ручьев и логов и образует широкую выположенную слабо наклоненную в сторону оз. Убусу-Нур (к югу) предгорную равнину. Рельеф ее сложен крупными конусами выноса, частыми пологими старыми сухими руслами, останцами высоких террас. Выходящий в эту долину непосредственно вблизи структуры к северо-востоку от нее ручей Айлыг-Байя является источником питания Курбун-Шиви.

В долине р. Южный Торгалыг вблизи описываемой структуры С.Н. Астаховым (институт истории, С.-Петербург) обнаружены палеолитические галечные орудия архаичного облика. Создается впечатление, что наиболее древние из них приурочены к останцам древних террас, где сохранились и следы арыков. Возможно, подобные места являлись хорошими укрытиями для стоянок (типа естественных крепостей).

Структура Курбун-Шиви приурочена к широкому, выположенному, сухому старому руслу, вероятно, р. Южный Торгалыг или одного из ее левых притоков и чуть смещена к западу от продолжения долины ручья Айлыг-Бай. От истоков р. Курбун-Шиви, представляющих собой озеровидное вытянутое заболоченное углубление, ее отделяет невысокий, но отчетливо выраженный водораздел. В плане она представляет собой котловину подтреугольной округлой формы. Она состоит из трех соединенных между собой круглых ям, обращенных широкой стороной к юго-востоку. Размеры ее 100х60 м по днищу при глубине 20 м. Центральная котловина окружена системой кольцевых прерывистых валов диаметром по внешнему контуру 400 м. Обращает на себя внимание отчетливо выраженная на аэрофотоснимках почти правильная кольцевая замкнутая форма внешнего обвода в виде неглубокого рва (рис.4).

К северу и западу от ее центра отходят несколько прямых ложков, создающих впечатление ударных трещин разрыва-раскола. К юго-востоку примерно от середины валов идут два параллельных ложка, немного более сглаженных, секущих внешний вал и выходящих за пределы структуры. Все эти детали заметно подчеркиваются распределением кустарниковой растительности (караганника).

Все описываемые формы выполнены в рыхлом песчано-галечном материале без каких-либо признаков коренных пород. Днище котловины ровное, с четкой границей валов. С востока и юго-востока внутренние стенки валов более крутые, к северо-западу котловина несколько приоткрыта - валы выражены менее отчетливо. На внешнем валу обнаружены несколько кучек валунов, слагающих могилы предположительно скифского времени. По первому впечатлению они были заложены на уже существующей структуре и не несут следов каких-либо нарушений ударного или повального характера. На валах при их осмотре были обнаружены отщепы и сребки позднепалеолитического облика. Были ли они приурочены именно к валам или просто являются признаком повсеместного нахождения в этом районе древних орудий - неясно. Во всяком случае создается впечатление, что структура, как минимум, "домогильная", чем, вероятно, исключается ее искусственное происхождение.

По поводу генезиса структуры существует несколько различных предположений. Вероятно, первое из них было выдвинуто в 1962 г. В.В. и Е.В. Зайковыми. Работая на поисках каменных солей, они, естественно, предположили, что структура образовалась в результате растворения пласта соли на глубине и провала образовавшейся пустоты (соляной карст, хорошо известный на всех таких месторождениях). Выцветы солей на такыровых поверхностях известны в истоках р. Курбун-Шиви. Солянокарстовые котловины и западины проседания описаны указанными исследователями на левобережье р. Южный Торгалыг в нижнем течении у госграницы. Позднее там было открыто Торгалыгское месторождение соли. Форма карстовых западин заметно отличается от Курбун-Шиви. Кроме того, настаивает ее локальный характер и удаленность от полосы развития солей.

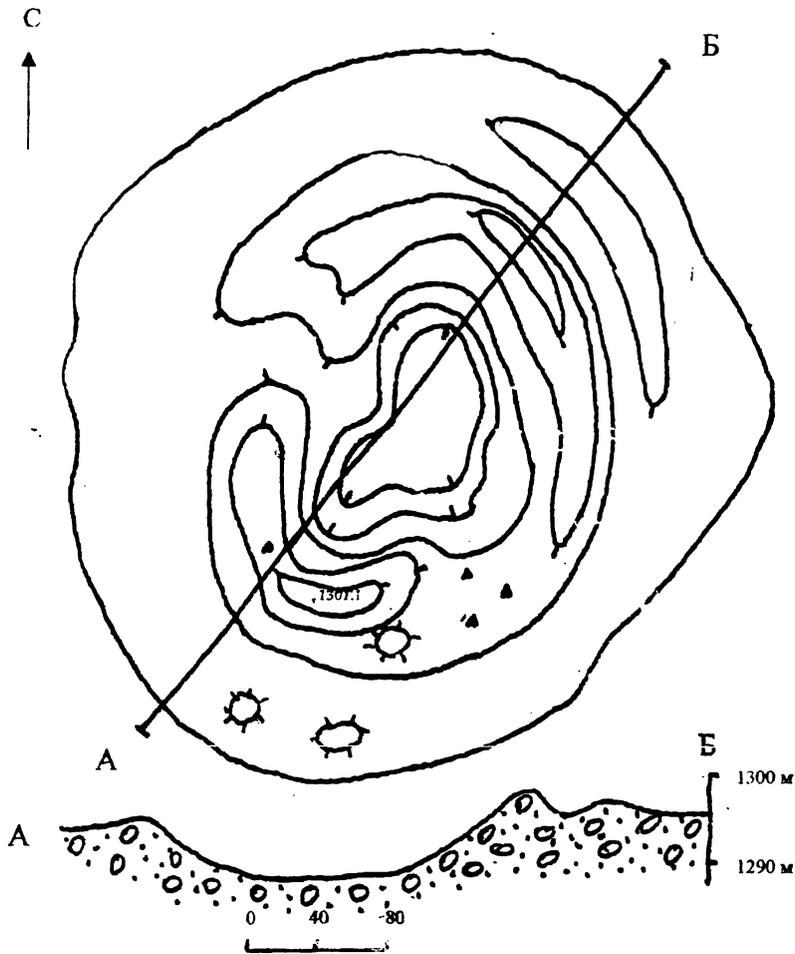


Рис. 1. Структура Курбун-Шиви

Масштаб 1:4000. Схема составлена Н.С. Анастасиевым в 1986 г.



древние могилы (груды камней);
места находок отщепов, скребков;



«развалины крепости» (по местным представлениям);



округлые каменные курганы
(9-15x0,5-0,8 м).

Условные обозначения:

Рис.2. План археологического памятника Тоора-Тей

по Ю.С. Худякову и др., 1988 г. (работы 1981-1982 гг.)

Другое предположение приписывает структуре космическое происхождение - след от падения метеорита. Форма внутренней котловины позволяет предположить, что подобное тело летело с северо-запада в юго-восточном направлении и ударилось о землю по крутой траектории. Двойная форма южной части котловины заставляет предположить, что перед ударом тело распалось на две части.

Кроме того, существует мнение и о том, что эта структура искусственного происхождения. Хотя этому противоречит ее приуроченность к поверхности ровной полупустыни без источников воды, естественных укрытий, облегчающих постройку и защиту подобных сооружений. Противоречат этому и описанные выше могильники и отщепы.

При проведении геологической съемки коллективом геологов Тувинской экспедиции под руководством автора и Н.С. Анастасиева структура была изучена для проверки всех гипотез ее происхождения. Осуществлены геофизические работы - составлены два крестообразных профиля магнитометрических и электроразведочных работ. В результате никаких глубинных объектов, вызывающих аномалии магнитного и электрического поля, обнаружено не было. В центре котловины была пробурена скважина. Она прошла по крупновалунно-песчаным аллювиально-пролювиальным отложениям и на глубине 88 м вошла в сероцветные песчаники, по облику похожие на верхнедевонские породы, которые, по нашему мнению, являются послесолонными. Из рыхлых отложений отбирались шлихо-геохимические пробы. В водных вытяжках из этих проб признаков соли не обнаружено. Таким образом, на основании комплекса полученных данных хотя бы гипотеза о солекарстовой природе структуры может считаться неподтвержденной.

Отсутствие магнитных объектов, вероятно, исключает падение железного метеорита. Можно, правда, предположить, что куски его залежали либо неглубоко, либо вообще на поверхности, в пользу чего свидетельствует форма ямы (погашение энергии удара за счет раскола тела). В этом случае можно предположить, что такой "дар небес" был быстро использован местными рудознатцами. Многочисленные древние плавильни по рекам Тээли, Чоза, Улатай и Южный Торгалыг свидетельствуют, что в этом районе в них недостатка не было. Для проверки этого предположения было бы интересно проанализировать археологические находки железного века из этого района, а также попытаться найти остатки метеорита среди этнографического материала (шаманских атрибутов, различных амулетов).

Пробы из рыхлых отложений были просмотрены с целью поисков следов метеоритного вещества - спекшихся шариков. Визуально они не обнаружены.

Таким образом, большинство приведенных фактов склоняет нас к гипотезе метеоритного происхождения структуры Курбун-Шиви. В этом случае она является одной из немногих установленных астроблем Сибири (по данным С.А. Вишневого, в 1989 г. в Сибири имелось лишь 4 объекта с доказанной астроблемной природой).

В любом случае структура Курбун-Шиви является уникальным природным памятником и нуждается в дальнейшем изучении и охране (последнее, к счастью не актуально, так как пока какое-либо нарушение ей не грозит). Она может послужить в случае ее популяризации замечательным туристским объектом, учитывая ее сравнительную доступность, хорошую сохранность и обнаженность. Наряду с другими объектами этого замечательного района (Убсунурской котловины и в целом Овюрского кожууна) она может послужить основой для создания здесь целого туристско-заповедного комплекса типа южноуральского Аркаима.

И.С. Тупицын
ПГГСП “Геокарта”

Н.И. Гуляев
ООО “Спецсталь”

К МОДЕЛИ ВНУТРЕННЕГО СТРОЕНИЯ ЗЕМЛИ

Принятая в настоящее время модель внутреннего строения Земли, касающаяся распределения плотности, ускорения силы тяжести и давления в ее недрах, базируется на гидростатическом законе, в соответствии с которым приращение давления ΔP при увеличении глубины на ΔL равно весу вещества этого слоя, приходящегося на единицу площади [1]:

$$\Delta P = \rho \times g \times \Delta L, \quad (1)$$

где ρ – плотность вещества рассматриваемого слоя; g – ускорение силы тяжести на его глубине.

Однако эта модель лишена физической основы и не может быть применена для решения поставленной задачи.

Представленная ниже модель внутреннего строения Земли включает лишь принципиальную основу решения этой задачи. Она раскрывает процесс гравитационного взаимодействия между некоторой единичной массой вещества ($m_{ед}$) и всей массой Земли (M) в строгом соответствии с законом всемирного тяготения. Для разъяснения предлагаемой модели приведены рис. 1 – 3.

В случае, когда единичная масса ($m_{ед}$) расположена на поверхности Земли (рис.1), гравитационное взаимодействие ее со всей массой Земли (M) определяют по известной формуле (2), а ускорение находят также по известной зависимости (3) [2]. Учитывая, что $m_{ед}$ остается постоянной, а с глубиной плотность вещества в недрах Земли меняется, то при расчетах давления возникает необходимость ведения корректировок, связанных с определением площади поверхности единичной массы. Такие корректировки проводят по формуле (4).

На рис. 2 представлен случай, когда $m_{ед}$ находится в центре Земли. В данном случае сила гравитационного взаимодействия между $m_{ед}$ и M равна нулю.

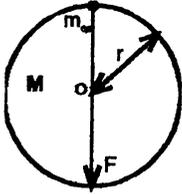


Рис. 1

$$F = \gamma \frac{M * m_{ед}}{r^2} \quad (2) \quad , \quad g = \gamma \frac{M}{r^2} \quad (3) \quad ,$$

где F - сила гравитационного взаимодействия между M и $m_{ед}$; M - масса Земли; r - ее радиус; $m_{ед}$ - единичная масса, имеющая форму шара. При этом расчеты площади ее поверхности (S), связанные с корректировкой на изменение плотности вещества с глубиной, проводят по формуле

$$S = 3.3 * 10^{23} \left(\frac{m_{ед}}{P} \right)^{2.5} \quad (4)$$

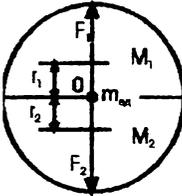


Рис. 2

$$F' = F_2 - F_1 = \gamma * m_{ед} * \left(\frac{M_2}{r_2^2} - \frac{M_1}{r_1^2} \right) = 0 \quad (5)$$

$$g' = \gamma * \left(\frac{M_2}{r_2^2} - \frac{M_1}{r_1^2} \right) = 0 \quad (6)$$

где r_1 и r_2 - расстояние от $m_{ед}$, соответственно до центров масс M_1 и M_2 ; $M_1 = M_2$; $M_1 + M_2 = M$; $r_1 = r_2$.

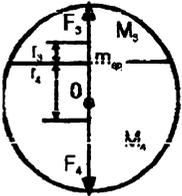


Рис. 3

$$F' = F_4 - F_3 = \gamma * m_{ед} * \left(\frac{M_4}{r_4^2} - \frac{M_3}{r_3^2} \right) \quad (7)$$

$$g' = \gamma * \left(\frac{M_4}{r_4^2} - \frac{M_3}{r_3^2} \right) \quad (8)$$

где r_3 и r_4 - расстояние от $m_{ед}$, соответственно до центров масс M_3 и M_4 ; $M_3 + M_4 = M$.

Ускорение силы тяжести также равно нулю. Естественно, что и плотность вещества (ρ), и давление в центре Земли стремятся к нулю. Теоретически это подтверждается формулами (5) и (6).

Во всех остальных случаях (когда $m_{ед}$ находится не на поверхности и не в центре Земли) для определения силы гравитационного взаимодействия между M и $m_{ед}$, ускорения силы тяжести и давления используют формулы (7), (8) и (4). На рис. 3 дана теоретическая основа для определения перечисленных параметров.

Проведенные нами предварительные расчеты показали, что отмечается рост силы гравитационного взаимодействия между $m_{ед}$ и M , ускорения силы тяжести и давления, начиная с поверхности Земли до глубины порядка 2000 м, а далее происходит снижение значений этих параметров до нулевых в центре Земли.

Изложенная основа модели внутреннего строения Земли будет справедлива при решении подобных задач, касающихся любых космических объектов.

Библиографический список

1. Жарков В.И. Внутреннее строение Земли и планет. М.: Наука, 1983. 416 с.
2. Сивухин Д.В. Общий курс физики. Т.1. Механика. М.: Наука, 1974. 520 с.

Природное и искусственное минералообразование



- Закономерности эволюции минерального мира
- Минералогия природных и техногенных объектов (“черных курильщиков”, жил альпийского типа, пещер, соляных толщ, алмазоносных пирокластитов, зон гипергенеза и техногенеза)
- Искусственное получение минералов

В ПАМЯТЬ О П.Н. ЧИРВИНСКОМ:
НАЧАЛЬНЫЕ ТЕОРЕМЫ ИЗ ОБЛАСТИ ОБЩЕЙ ФИЛОГЕНИИ МИНЕРАЛОВ

Период интуитивного развития общих минералого-филогенических представлений завершился формулированием И.И. Шафрановским статистических законов Федорова-Грота и закона сохранения количественных отношений минералов по симметрии. Дальнейшие перспективы в этой области могут быть связаны лишь с осознанным выводом системы постулатов и теорем, отражающих основные принципы эволюции минерального мира. Очевидно, что при этом в качестве приоритетного необходимо рассматривать не минералого-кристаллографический подход (по И.И. Шафрановскому и Н.П. Юшкину), а геохимико-кристаллохимический (по Ю.Г. Щербакову и Н.В. Белову).

Аксиома. Минералы есть кристаллоструктурные сочетания химических элементов.

Теорема 1. Общее число минералов является упорядоченно-ограниченным и не определяется числом статистически возможных сочетаний минералообразующих элементов.

Анализ показал, что в состав минералов в качестве видо- и подвидообразующих входит не менее 65 элементов. Исходя из этого, максимальное число сочетаний элементов в их соединениях может определиться следующим образом: по 1 элементу - 65, 2 - 2080, 3 - 44×10^3 , 4 - 68×10^5 , 5 - 85×10^6 , 6 - 82×10^7 , 7 - 70×10^7 , 8 - 50×10^8 , 9 - 32×10^9 . Как известно, фактическое число минеральных видов не превышает в настоящее время $3.5-4 \times 10^3$ и в соответствии с динамикой своего увеличения (50-60 минералов в год) не может быть существенно приближено к приведенным выше оценкам возможных сочетаний минералообразующих элементов. Принципиально важно также, что распределение реально существующих в природе минералов по числу сочетающихся в них элементов имеет принципиально отличный от математического ожидания характер (в %): 1 - 1.25; 2 - 10.28; 3 - 16.97; 4 - 30.10; 5 - 26.15; 6 - 9.73; 7 - 3.91; 8 - 1.45; 9 - 0.16. Пересчет вышеприведенных оценок возможного числа сочетаний с учетом структуры распределения реально известных минералов показывает, что даже при варианте сохранения условий равной вероятности участия в минералообразовании всех 65 элементов, общее число минералов должно было бы составить около 16×10^7 . Последняя цифра по порядку величины близка к числу известных человечеству химических соединений, но в 10^4 раз превышает число фактически установленных в природе минералов с учетом их возможного прироста в течение

200-250 лет. Очевидно, что значение 10^4 может рассматриваться в качестве количественной меры факторов, ограничивающих и упорядочивающих минеральное видообразование в природе.

Следствие 1.1. Минералы - продукты исключительно геологических процессов. Аналоги техногенного, биогенного и антропогенного происхождения необходимо рассматривать отдельно как параминералы, т.е. минералоподобные, но не тождественные минералам кристаллохимические образования.

Следствие 1.2. Распределение минералов по числу сочетающихся в них элементов является кристаллохимически упорядоченным.

В рамках реально выявляющейся неравномерности распределения минералов по числу сочетающихся в них элементов, ограничивающей общее число минеральных видов, наблюдается сильная тенденция к последовательному увеличению числа минералообразующих элементов в ряду минеральных классов: гомоатомные соединения → сульфиды и их аналоги → оксиды, гидроксиды → галогениды → оксосоли → силикаты. Из этого следует, что важнейший фактор упорядочения элементов в форме минералов кристаллохимический, в частности тип химической связи: металлической и ковалентной в гомоатомных соединениях и сульфидах, ионно-ковалентной в оксидах и галогенидах, ионной в оксосолях и силикатах.

Теорема 2 (теорема Пилипенко). Число и ассортимент минералов в первом приближении определяются химическим законом действующих масс.

Число минеральных видов связано сильной прямой корреляцией с кларками их образующих элементов (коэффициенты парной корреляции, рассчитанные по состояниям изученности на 1940, 1965, 1975, 1998 гг., не опускаются ниже 0.8). Это свидетельствует о регулирующем влиянии на минеральное видообразование фундаментального химического закона действующих масс, которое проявляется через симбатную зависимость числа минеральных видов от относительной распространенности в природе минералообразующих элементов. Последнее в обобщенном виде иллюстрируется следующим фактом: 12 минералообразующих элементов (18 % их общего числа) слагают 95 % вещества земной коры и определяют состав около 70 % минеральных видов и разновидностей.

Следствие 2.1 (правило Пилипенко). Склонность элементов к рассеянию в форме изоморфных примесей в минералах других элементов находится в обратной зависимости от их распространенности в природе.

Теорема 3. Распределение элементов в минеральных классах стремится к упорядоченности, отражающей космогеохимические свойства элементов.

Анализ показывает, что в последовательности от гомоатомных соединений к сульфидам, оксидам, галогенидам, безводным силикатам, оксосолям и водным силикатам минералы непрерывно обедняются центростремительными и минимально-

центробежными фемическими окси-гетерофилами, но, напротив, обогащаются дефицитно-центробежными и центробежными силическими гетеро-оксифилами.

Следствие 3.1. Геохимически упорядоченное распределение элементов в минералах свидетельствует о вторичности кристаллохимического фактора упорядочения элементов и о первичной обусловленности минерального видообразования на Земле геохимической дифференциацией планетного вещества в условиях земной коры.

Минеральные виды в направлении генеральной последовательности гомоатомные соединения → сульфиды → оксиды → галогениды → силикаты безводные → оксосоли → силикаты водные → органоминералы обедняются центростремительными и минимально-центробежными элементами и, напротив, обогащаются дефицитно-центробежными и центробежными.

Следствие 3.2. Минеральный мир есть непосредственный результат полихронной и необратимой космогеохимической эволюции.

Обусловленность минерального мира глобальной дифференциацией планетного вещества свидетельствует о том, что видообразование минералов в природе происходило дискретно на фоне общепланетной геохимической истории и в филогеническом смысле является полихронным, направленным и необратимым, подчиняясь генеральной последовательности – от наиболее простых гомоатомно-сульфидных соединений с преобладанием фемических окси-гетерофилов к более сложным кислородным с преобладанием силических гетеро-оксифилов.

В.И. Силаев

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ В УСЛОВИЯХ ГИПЕРГЕНЕЗА КАК ФАКТОР МИНЕРАЛЬНОГО ВИДООБРАЗОВАНИЯ

Одной из сильнейших сторон творческой индивидуальности П.Н. Чирвинского было постоянное стремление к прогнозу, поиску и систематизации необычных и новых минералов [1], соответствующее исконной традиции российской минералогии. Эта традиция, подкрепленная современными исследовательскими технологиями, несомненно, может получить дальнейшее развитие, особенно в приложении к необычным, слабо изученным объектам.

Исследование на Полярном Урале марганцевоносных палеолатеритов привело к открытию уникальной ассоциации практически безжелезистых, но аномально обогащенных кобальтом марганцевых карбонатов и силикатов. Это открытие можно рассматривать не только как реализацию теоретического прогноза, сделанного

А.Е.Ферсманом почти 60 лет назад [2], но и одновременно как указание на зону гипергенеза - важнейшую область генерации новых минеральных видов.

Парагенезис обогащенных кобальтом минералов выявлен в нижней части профиля марганцевоносной коры выветривания - в зоне вторичного силикатно-карбонатно-марганцевого обогащения [3]. Среди карбонатов установлены кобальтистый и кобальтисто-магнезиальный кальциородохрозиты, кобальтистый магнезиородохрозит и кобальтисто-магнезиальный манганкутнагорит с содержанием CoO до 5 мас. % [4]. В качестве примеси к кобальт-кальциомарганцевым карбонатам выступает впервые обнаруженный кобальтистый манганродонит, отличающийся весьма необычным сиренево-фиолетовым цветом [5,6]. Эмпирическая формула нового пироксеноида может быть представлена в следующем виде: $(\text{Ca},\text{Mn})(\text{Mn},\text{Co},\text{Fe},\text{Ni})(\text{Mn},\text{Mg})_3[\text{Si}_{5-x}\text{Al}_x\text{O}_{15}]$. Есть основания предполагать, что кобальтсодержащая разновидность родонита представляет собой промежуточный член изоморфной триады: $\text{CaMnMn}_3\text{Si}_5\text{O}_{15}$ - $\text{MnMnMn}_3\text{Si}_5\text{O}_{15}$ - $(\text{Ca},\text{Mn})\text{CoMn}_3\text{Si}_5\text{O}_{15}$.

Ультрамикроскопические исследования привели также к выявлению в зернах кобальтистого манганродонита мелких включений еще более необычных кобальтовых силикатов - потенциально новых минеральных видов.

Минерал "O"- субизометричные зерна с ортоамфиболовой системой трещин спайности, бесцветные или розовато-серые, слабо плеохроирующие со схемой абсорбции: $pg > pm = pr$. В составе минерала установлено содержание следующих основных компонентов (мас. %): SiO_2 55.06-59.45; MgO 15.83-18.42; CoO 12.17-16.05; NiO 2.79-3.72; MnO 2.69-4.04; FeO 1.21-1.37; CaO 0.06-0.27. Химический состав нового амфиболоподобного минерала легко рассчитывается в соответствии со стехиометрией антофиллита и может быть аппроксимирован следующей эмпирической формулой: $(\text{Mg},\text{Fe},\text{Mn})_4(\text{Co},\text{Ni})_{2-3}[\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH})_{2-3}$.

Минерал "L"- удлинено-пластинчатые зерна, бесцветные или серовато-фиолетовые, оптически двуосные, положительные. Основными компонентами этого минерала являются (мас. %): SiO_2 48.24-53.26; MgO 12.94-15.41; CoO 12.25-15.61; NiO 0-5.27; MnO 2.60-3.98; FeO 0.87 -1.45; CaO 0.20-0.43. Химический состав рассчитывается в соответствии со стехиометрией сепиолита и аппроксимируется эмпирической формулой $(\text{Co},\text{Fe})_{2-x}(\text{Mg},\text{Mn},\text{Ni})_{2+x}[\text{Si}_{5-6}\text{O}_{15}](\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$.

Выявленный микропарагенезис кобальтистого родонита с находящимися в его зернах эпитаксиальными включениями аномально обогащенных кобальтом ортоамфиболо- и сепиолитоподобных силикатов можно рассматривать не только как пример минералообразования в условиях геохимического обособления и локального концентрирования марганца и кобальта, но и как пример явной скоррелированности структурных мотивов кристаллической матрицы (цепной) и эпитаксиальных микроминеральных включений (ленточный и ленточно-псевдослоистый).

Библиографический список

1. Чирвинский П.Н. Искусственное получение и предсказание новых минералов// Зап. Всерос. минерал. о-ва. 1937. Ч.66, № 1. С.47-50.
2. Ферсман А.Е. Геохимия кобальта// Изв. АН СССР. Сер. геол. 1939. № 3. С. 7-23.
3. Силаев В.И., Иванова И.Б., Янулова Л.А., Яковлева О.А. Новое в минералогии марганца и кобальта на Полярном Урале// Минералогия Тимано-Североуральского региона. Сыктывкар, 1989. С.117-129.
4. Силаев В.И., Янулова Л.А., Лютюев В.П., Егорова Н.Л. Кобальтсодержащие карбонаты ряда родохрозит-кутнагорит из Верхнетышорского проявления (Полярный Урал)// Зап. Всерос. минерал. о-ва. 1993. № 6. С. 65-78.
5. Таран М.Н., Силаев В.И., Хоменко В.М., Иванова И.Б. Новая разновидность родонита из марганцевых проявлений Полярного Урала// Докл. АН СССР. 1989. Т.308, № 5. С.1211-1213.
6. Силаев В.И., Янулова Л.А. Кристаллохимические особенности кобальтсодержащей разновидности родонита// Там же. 1993. Т.332, № 5. С.624-627.

В.В. Масленников, С.П. Масленникова
Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс

МИНЕРАЛОГИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ТРУБ СИЛУРИЙСКИХ И ДЕВОНСКИХ “ЧЕРНЫХ КУРИЛЬЩИКОВ” УРАЛЬСКОГО ПАЛЕООКЕАНА

На колчеданных месторождениях Урала (Яман-Касы, Александринское, Октябрьское) обнаружены фрагменты запечатанных сульфидных труб (диаметром 2–10 см), сходных по минералогической зональности с высокотемпературными гидротермальными трубами современных “черных курильщиков”. В строении трубы можно выделить четыре зоны: А – наружная оболочка, В, С – две последовательные инкрустации внутренней стенки и D – заполнение осевого канала.

По последовательности минералогических зон от наружной стенки к центральному каналу выделяются три типа труб, представляющих единый гомологический ряд: 1) А(пирит) – В(халькопирит–изокубанит–пирротин) – С(сфалерит) – D(кварц); 2) А (пирит–марказит–сфалерит) – В(халькопирит) – С(сфалерит) – D(кварц); 3) А(марказит–барит–сфалерит) – В(халькопирит–сфалерит) – С(сфалерит–галенит) – D(барит). Для каждого типа характерны свои микроструктурные и минералогические особенности выделенных зон.

В трубах первого типа зона “А” представлена ламинарным колломорфным пиритом. Во внутренней части этой же зоны колломорфный пирит преобразован в кубический. В втором типе труб зона “А” сложена почковидными и дендритовидными колломорфными пирит–марказитовыми агрегатами, которые с внутренней части зоны преобразованы в кристаллически зернистые агрегаты марказита, частично замещенные халькопиритом, сфалеритом, кубическим пиритом и

кварцем. В трубах третьего типа зона “А” представлена реликтами дендритовидного марказита и фрамбоидального пирита, почти полностью замещенными сфалеритом, кварцем и баритом.

Зона “В” преобладающим минералом во всех типах труб является халькопирит. В первом типе труб обнаружены изокубанит и пирротин, которые наблюдаются лишь в виде редких реликтов в трубах второго и третьего типов. Во внешней части зоны “В” в трубах первого типа встречаются лейсты теллурувисмутита. В трубах второго типа аналогичное положение занимают включения алтаита, гессита-штютцита, сильванита, колорадоита, вольтскиита, сервелита, бенлеонардита, самородного теллура. Алтаит замещается галенитом, сильванит - самородным золотом, гессит-штютцит - теллуrowыми и мышьяковистыми сульфосолями Ag, Au, Hg, Pb, халькопирит - ковеллином. В трубах третьего типа среди теллуридов остается лишь алтаит, место гессита занимает акантит, место сильванита - обильное самородное золото.

Зона “С” во всех типах труб представлена сфалеритом. Однако в трубах первого типа он содержит эмульсию халькопирита и изокубанита, в трубах второго типа - относительно чист от примесей. В трубах третьего типа, наряду со сфалеритом, широко представлены марказит, галенит и барит, кроме того, появляется голдфильдит.

Канал труб (**зона “D”**) первого и второго типов обычно инкрустирован кварцем, тогда как в третьем типе труб он заполнен баритом или кальцитом.

Минералогическая зональность труб древних “черных курильщиков” объясняется моделью пригидротермального гальмиролиза - синхронного взаимодействия вещества труб с гидротермами и морской водой. Изменение минерального состава зон объясняется различиями в “проницаемости” наружной оболочки труб с соответствующим уменьшением температуры флюидов и повышением фугитивности кислорода и серы в выявленном гомологическом ряду - от первого типа труб к третьему.

Работы выполнялись при финансовой поддержке РФФИ (проект № 98-05-64718) и INTAS (проект 1699).

И.И. Чайковский, А.А. Коршунов *
Пермский университет, *г.Горнозаводск

МОРФОЛОГИЯ И ЭВОЛЮЦИЯ МИНЕРАЛОВ В ЖИЛАХ АЛЬПИЙСКОГО ТИПА СРЕДНЕГО УРАЛА

В Горнозаводском районе Пермской области среди докембрийских метаморфизованных пород Центрально-Уральского поднятия изучена серия кварцевых жил

альпийского типа. Они имеют субсогласное залегание и относительно малые мощности: от первых сантиметров до нескольких дециметров. Вмещающие породы подвержены осветлению и окварцеванию. Из жил было отобрано несколько десятков образцов с необычными для Среднего Урала оксидами титана. Под бинокляром были изучены морфология и взаимоотношения между минералами, что позволило восстановить последовательность и условия их образования (таблица).

Парагенетическая схема минералообразования в жилах Горнозаводского р-на

Этапы стадии подстадии	Первый (кварцевожилный)			Второй (хрусталеносный)	
	ранняя (щелочная)	средняя (кислотная)	поздняя (щелочная)	(кислотная)	
				ранняя	поздняя
Ильменит	████████████████████				
Сфен		████████			
Кальцит-1		████████			
Кварц		████████████████████			
Брукит-1			████████		
Рутил			████████		
Кальцит-2				████████	
Хрусталь				████████████████████	
Хлорит				████████████████████	-----
Анагаз-1				████████████████████	
Анагаз-2				████████████████████	████████
Брукит-2				████████████████████	

В первый (кварцевожилный) этап происходило последовательное симметричное выполнение жил от стен к их центру.

В раннюю (щелочную) стадию кристаллизовались агрегаты ильменита, а из вмещающих пород выщелачивался кремнезем.

Ильменит образует редкие «заросли» агрегатов, похожие на колоски, высотой 3-8 см, ориентированных по нормали к стенкам через каждые 4-7 см. Они сложены симпоидально ветвящимися параллельными сростками двойников сростания под углом 50-55° (рисунок). Кристаллы сильно уплощены, вытянуты и представляют собой как простые формы (тупоромбоздр {0112}), так и комбинации (ромбоздр {1011} и базопинакоид {0001}). Схожее двойникование под углом 64°48' между {0001} известно для гематита, но для ильменита отмечается впервые.

Средняя (кислотная) стадия - время образования жильного кварца. Одновременно с ним происходит формирование незначительного количества кальцита и сфена.

Кварц сливной молочно-белый выполняет основную часть открытых полосей. Отражение от плоскостей отдельности позволило установить, что он образует

агрегаты, состоящие из слегка деформированных разноориентированных индивидов размером 2x4 см.

КАЛЬЦИТ-1 отмечен в виде ксеноморфных выделений в интерстициях ильменита и восстанавливается по ромбоэдрическим выщелоченным пустотам в зальбандах кварцевой жилы. Кроме идиоморфных отпечатков кальцита в кварце он образует с последним индукционные поверхности, отражающие их одновременный рост в начале средней стадии.

СФЕН представлен псевдоморфозами красно-коричневого цвета, замещающими центральные части кристаллов ильменита. Его образование, по-видимому, синхронно отложению кальцита и связано с ростом концентрации ионов Са в растворе.

В позднюю стадию происходит отложение брукита и рутила из более щелочных гидротерм.

БРУКИТ-1 представлен желто-коричневыми длиннопризматическими {210} кристаллами, которые нарастают на кварц в центральных частях жил. Их длина достигает 20, ширина 5, а толщина 2 мм. Рефлексы, возникающие от плоскостей отдельности, свидетельствуют о том, что индивиды брукита могут иметь как простое однородное строение, так и блочное, обусловленное наличием различно ориентированных коленчатых двойников (?). Большая часть таких кристаллов (около 60% объема) характеризуется неясным отражением от плоскости базопинакоида $\{0\ 0\ 1\}$. Более явная двойниковая отдельность ориентирована параллельно ($\{\bar{1}\ \bar{1}\ \bar{0}\}$ и $\{1\ 1\ 0\}$) и перпендикулярно ($\{\bar{1}\ \bar{0}\ \bar{2}\}$ и $\{1\ 0\ 2\}$) длинной оси. Описания подобных двойников брукита в литературе нами не встречены. Их структурное и точное гониометрическое изучение может привести к открытию новых законов двойникования.

РУТИЛ представлен игольчатыми кристаллами бронзово-желтого цвета длиной до 10 мм. Он нарастает в виде чехла, состоящего из параллельных волокон, на индивиды брукита-1. Если строение последнего простое, то иглы рутила расположены по нормали к тупому ребру ромбической призмы, выступающему в качестве двойникового шва. В случае блочного строения брукит покрывается «паркетным» агрегатом рутила, ориентированным в трех направлениях.

Таким образом, симметричное строение жил и отсутствие деформаций свидетельствуют о том, что минералообразование на протяжении первого этапа происходило в открытых полостях в относительно спокойных тектонических условиях.

Второй (хрусталеносный) этап начинается после тектонических подвижек, сопровождающихся дроблением кварца, ильменита, брукита и пластическими деформациями иголок рутила. Кристаллизация хрусталя на всем протяжении этого этапа отражает кислотный характер растворов. Для этого этапа установлена зависимость между составом вмещающих пород и набором жильных минералов. Анатаз,

хлорит и кальцит-2 встречаются в жилах, расположенных среди карбонат-хлорит-кварцевых сланцев, а брукит – в кварцитопесчаниках

В раннюю подстадию происходит регенерация обломков кварца, кристаллизация кальцита-2, брукита-2, дипирамидального анатаза и основной части хлорита.

ГОРНЫЙ ХРУСТАЛЬ (1) обрастает обломки молочно-белого кварца и образует многочисленные присыпки разноориентированных мелких кристаллов.

КАЛЬЦИТ-2 отмечается в виде выщелоченных полостей в зальбандах хрустеленосных жил, где, судя по ориентировке полых каналов с индукционной поверхностью, он образовывал с кварцем совместные гребенчатые агрегаты.

БРУКИТ-2 встречается в виде уплощенных светло-коричневых, бежевых кристаллов длиной до 3 мм с грубой штриховкой. Он нарастает на ранний регенерационный хрусталь.

ХЛОРИТ(1) образует обильные хлопьевидные агрегаты внутри и на поверхности мелких кристаллов новообразованного кварца.

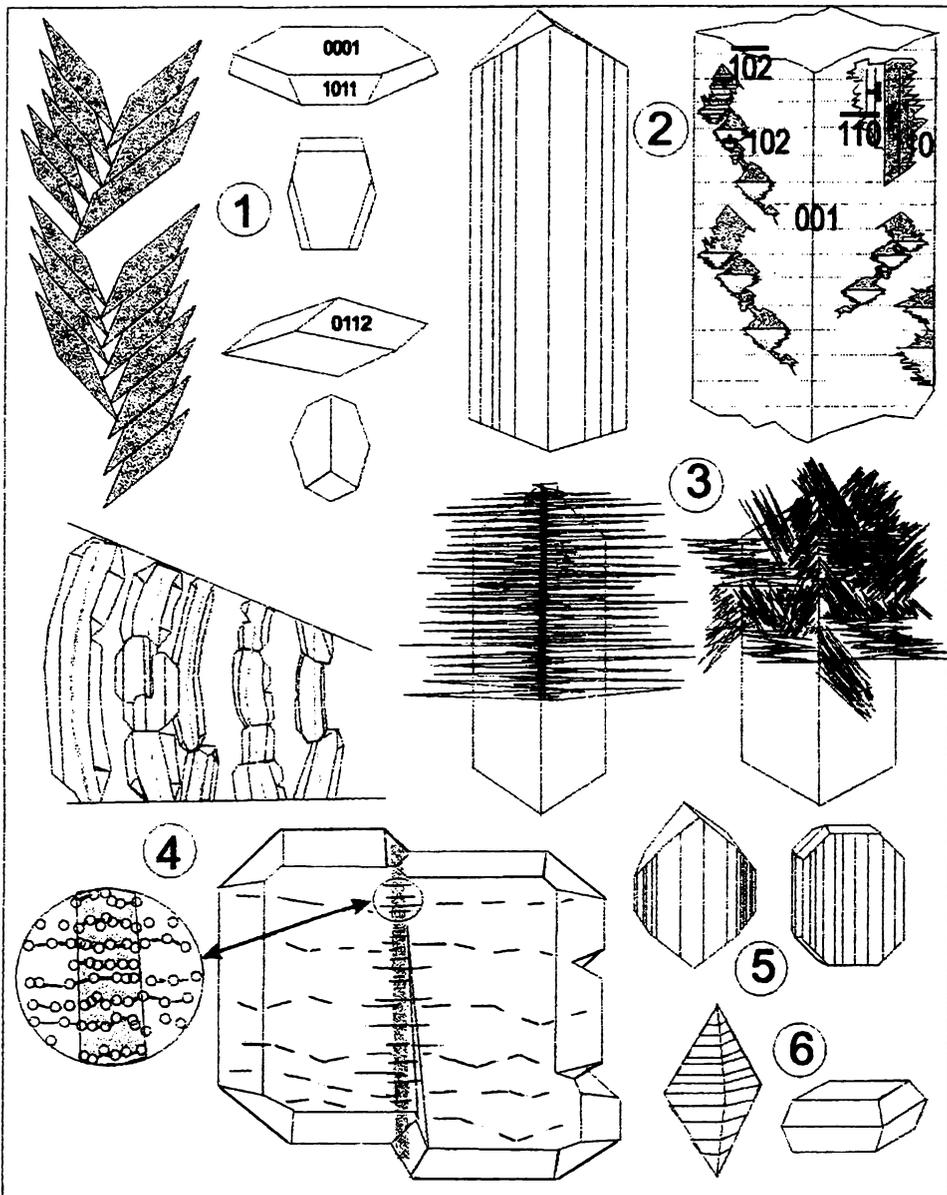
АНАТАЗ-1 представлен дипирамидальными непрозрачными кристаллами темно-коричневого, серо-коричневого цвета размером 1-7 мм. Он нарастает на регенерированные поверхности кварца и сопровождается агрегатами раннего хлорита.

В позднюю подстадию происходит рост крупных кристаллов горного хрусталя и образуются пинакоидальные кристаллы анатаза.

ГОРНЫЙ ХРУСТАЛЬ (2), встречающийся в открытых полостях, характеризуется ромбоэдрически-призматическим габитусом с преобладанием одного ромбоэдра над другим. Подчиненное развитие в кристаллах имеют грани левого и правого трапецоэдра, которые отмечаются в пределах одной друзы. Еще реже встречаются грани дипирамиды. Подобные элементы огранения, по А.В. Шубникову (1940), отвечают температуре кристаллизации 300-320°C. Бразильские двойники, фиксируемые в виде линейных швов, развиты незначительно.

Необычные морфологические проявления горного хрусталя зафиксированы в зальбандах кварцевой жилы. Он представлен уплощенными по оси второго порядка образованиями, слагающими шестоватые нередко изогнутые агрегаты. В этих сооружениях прозрачные индивиды как бы нанизаны на белую «нить», толщина которой прямо пропорциональна ширине кристаллов. В мелком (до первых см) хрустале нить имеет четкие очертания, в крупных – более размытые. Наблюдение под биноклем показало, что она состоит из мелких газовых (и жидких?) включений, декорирующих поперечные трещины. Эти дислокации, а также шестоватое строение кварцевых агрегатов отражают рост кристаллов в постоянно образующемся отрывном зазоре при раскрытии жил.

ХЛОРИТ(2) фиксируется в виде редких червеобразных включений в крупных индивидах хрусталя.



Морфология минералов и агрегатов из жил альпийского типа:

1-агрегаты и отдельные кристаллы ильменита; 2-простой и сдвоенный индивид брукита-1; 3-простое и паркетное нарастание рутила на брукит; 4-строение кварцевого агрегата и анатомия отдельного индивида уплощенного кварца; 5-кристаллы брукита-2; 6-ранний и поздний анатаз

АНАТАЗ-2 образует дипирамидально-пинакоидальные кристаллы размером около 0,3 мм, которые срastaются с относительно крупными и прозрачными индивидами кварца, содержащими редкие включения позднего хлорита. Таким образом, шестоватые кальцит-кварцевые агрегаты ранней подстадии и «наннзанные на нити» агрегаты позднего хрусталя свидетельствуют о минералообразовании, происходящем на фоне продолжительного отрывного раскрытия трещин. Восстанавливаемая кристалломорфологическая последовательность образования анатаза - дипирамида → пинакоид - не согласуется с рядом, предложенным Н.З. Евзиковой (1984), но хорошо объясняется падением пересыщенности (Костов, 1971). На ранней стадии растворы обогащены не только титаном. Это подтверждается обилием мелких разноориентированных кристаллов кварца и хлопьев хлорита. Их нахождение в виде присыпок отражает образование зародышей (анатаза, кварца и хлорита) во взвешенном состоянии и осаждение при укрупнении. Вероятно, что пересыщение гидротерм и усиление их кислотности связаны с переходом части кремнезема и других компонентов в раствор в результате предшествующего катаклаза.

При изучении этих любопытных образований установлено следующее. Набор жильных минералов отражает состав вмещающих их пород, что может свидетельствовать о метаморфическом происхождении гидротерм. Формирование этих жил происходило в несколько этапов на фоне меняющихся тектонических обстановок (покой, растяжение) в процессе последовательного изменения (автоколебания) щелочно-кислотных свойств растворов. Выявлена нетипичная для Пермской области ассоциация минералов. Установлена необычная морфология отдельных видов (двойникование ильменита и брукита, уплощенности кварца по L_2 и др.).

Выявление вышеописанной ассоциации позволяет продлить значительно на юг поле развития жил альпийского типа подобных полярноуральским, которые хорошо известны по работам Н.Ю. Икорниковой, Т.Н. Вертушкова, И.И. Шафрановского и др.

**Н.Г. Максимович Н.Е. Молоштанова,
У.В. Назарова, В.Г. Шлыков**
Пермский университет

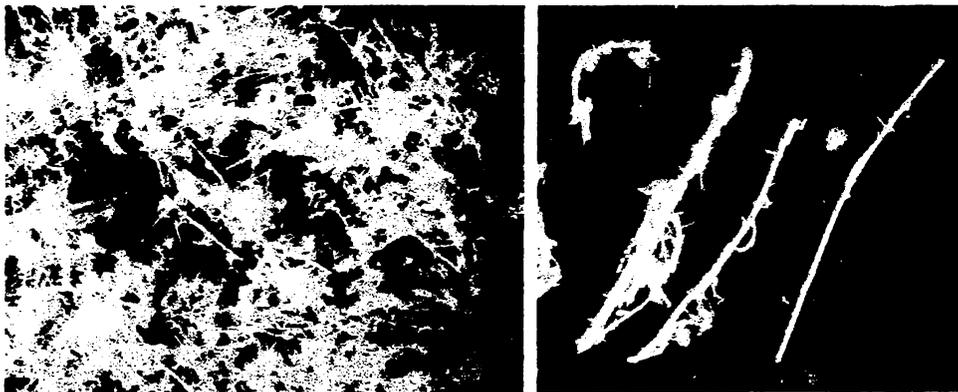
НОВООБРАЗОВАНИЯ МИРАБИЛИТА-ТЕНАРДИТА В КУНГУРСКОЙ ЛЕДЯНОЙ ПЕЩЕРЕ

Каждый год в марте-апреле в гроте Полярный, в его юго-западном крыле, за завесой ледяных сталактитов, на потолке и стенах образуются сезонные волокнистые кристаллы, описанные исследователями как «гипсовый мох» или «гипсовый пух» (Горбунова, Молоштанова и др., 1995).

В марте 1998 г. студентка IV курса геологического факультета У.В. Назарова привезла эти новообразования хорошей сохранности в герметически закры-

том сосуде. При исследовании волокон в иммерсионной жидкости с показателем преломления 1,541 было установлено: показатель преломления кристаллов (они имели удлиненно-призматическую и игольчатую форму) значительно ниже, а в скрещенных николях минерал казался изотропным, чего не должно быть, будь это иголки гипса.

Волокна минерала были отправлены на рентгеноструктурный анализ В.Г. Шлыкову в МГУ. Результаты исследований показали, что в его составе преобладает тенардит ($\text{Na}_2(\text{SO}_4)$), минерал, который до настоящего времени в отложениях Кунгурской пещеры не был обнаружен.



*Мирабилит–тенардит из Кунгурской ледяной пещеры. Длина волокон 1-1,5мм
(Фото И.И. Чайковского)*

Тенардит – типичное осадочное образование, возникающее в процессе кристаллизации из чистых водных растворов при температуре выше $32,4^\circ\text{C}$, при более низких температурах выпадает мирабилит (Лазаренко, 1963).

Тенардит ($\text{Na}_2(\text{SO}_4)$) образуется в форме кристаллов ромбической сингонии, хрупкий, твердость 2,5-3; плотность $\gamma = 2,66$. Оптические свойства: двухосный положительный; $N_g = 1,485$; $N_m = 1,474$; $N_p = 1,464$. $N_g - N_p = 0,021$. Главные линии на рентгенограммах: 4,62; 3,10; 2,82. Растворяется в воде.

Если бы первоначально в составе волокон находился тенардит, его легко можно было бы установить в иммерсии по интерференционной окраске (голубовато-синей II порядка), соответствующей силе двупреломления $N_g - N_p = 0,021$, и по прямому угасанию (с $N_g = 0$ в кристаллах ромбической сингонии). Кроме того, тенардит не мог сформироваться в условиях Кунгурской ледяной пещеры, где в указанный промежуток времени в гроте Полярном температура не превышала 0°C .

Поэтому естественно предположить, что первоначальный состав волокнистых новообразований был мирабилитовый. Мирабилит $\text{Na}_2(\text{SO}_4) \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ образу-

ется в виде призматических кристаллов моноклинной сингонии, вытянутых по [001] или [010], бесцветный, прозрачный или мутный белый. Твердость 1,5-2, очень хрупкий. Плотность = 1,48. Оптические свойства: двухосный, отрицательный; $N_g = 1,398$; $N_m = 1,396$; $N_p = 1,394$; $N_g - N_m = 0,002$; $N_g - N_p = 0,004$. Главные линии на рентгенограмме: 5,5; 3,22; 3,1. Хорошо растворяется в воде, соленый на вкус. По происхождению – типичное осадочное образование, возникающее в результате отложения из водных растворов при температуре ниже 32°C. Вследствие того, что рассол, из которого выделяется мирабилит, наиболее насыщен при низкой температуре, в некоторых местах в зимний период образуется большое количество мирабилита, который с повышением температуры растворяется вновь, а часть его, теряя воду, переходит в тенардит (Лазаренко, 1963). Таким образом, по оптическим свойствам (сила двупреломления мирабилита $N_g - N_p = 0,004$ соответствует темно-серым почти черным цветам интерференции, с отрицательным удлинением). Первоначально из поровых растворов доломитовой породы под давлением вышележащих пород мог выделяться мирабилит. В течение некоторого времени он, теряя воду на воздухе, частично преобразовывался в тенардит, при этом волокнистые кристаллы превратились в мучнистую пыль, отдельные индивиды которой под микроскопом имеют игольчатую форму и оптические константы, характерные для тенардита.

Находки мирабилита и тенардита в гроте Полярный являются показателем присутствия высоконасыщенных сульфатно-натриевых растворов.

Таким образом, можно предполагать, что на отдельных полуизолированных участках эпиконтинентального моря Русской платформы соленость морской воды достигла больших значений: от 15-20% до 34% и более, как это установлено для Кулудинского солеродного бассейна (Соколов и др., 1981) или Кара-Багаз-Гола (Лукьянов, 1981), где в настоящее время отлагаются мирабилит и тенардит. Выделения мирабилита установлены в пещерах Соленая (Кентуки, США), Фиттон (Арканзас, США) и других, а тенардит, как продукт дегидратации мирабилита, был обнаружен в пещере Винд Кейв (Южная Дакота, США).

И.И. Чайковский, Н.Е. Молоштанова
Пермский университет

ФОРМА ВХОЖДЕНИЯ ЖЕЛЕЗА В СОЛЯХ ВЕРХНЕКАМСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ И ПРИРОДА ИХ ОКРАСКИ

Окраска солей интересовала многих исследователей. Не оставил эту проблему без внимания и П.Н. Чирвинский. Изучая синюю окраску галита (в том числе и Верхнекамского месторождения), он вслед за другими исследователями признавал ее радиационную природу. Однако Петр Николаевич подчеркивал, что в тех случаях, когда синяя соль не сопровождается калийсодержащими минералами, причина окрашивания остается неясной [2]. Им, наряду с другими закономер-

ностями, был установлен дихроизм темноокрашенного галита: ярко-синий при обычном освещении и красно-вишневый при искусственном. Красный цвет сильвина и карналлита (в том числе иризирующего) П.Н. Чирвинский связывал с присутствием железной слюдки.

Распределение окраски и морфология минералов-пигментов в синем галите, оранжево-красных сильвине и карналлите позволило нам проследить эволюцию красящих веществ в галоидах Верхнекамского месторождения.

Сильвин. Для сильвина осадочного происхождения характерен красный цвет, а для вторичного, образующегося за счет замещения карналлита, – молочно-белый с обособлением красящего пигмента по границам зерен. Многими исследователями установлено, что окраска сильвина обусловлена включениями гематита.

Изучение поверхностей скола различных образцов сильвина под сканирующим микроскопом показало, что гематит представлен уплощенными шестигугольными кристаллами. Он декорирует полости (вакуоли) округлой формы или слагает самостоятельные кристаллы (рис. 1а, б, в), иногда с утолщением в центральной части. И те, и другие уплощены параллельно грани куба. Кроме того, ориентировка двух сторон (из шести) пластинок гематита совпадает с направлением одной из систем спайности.

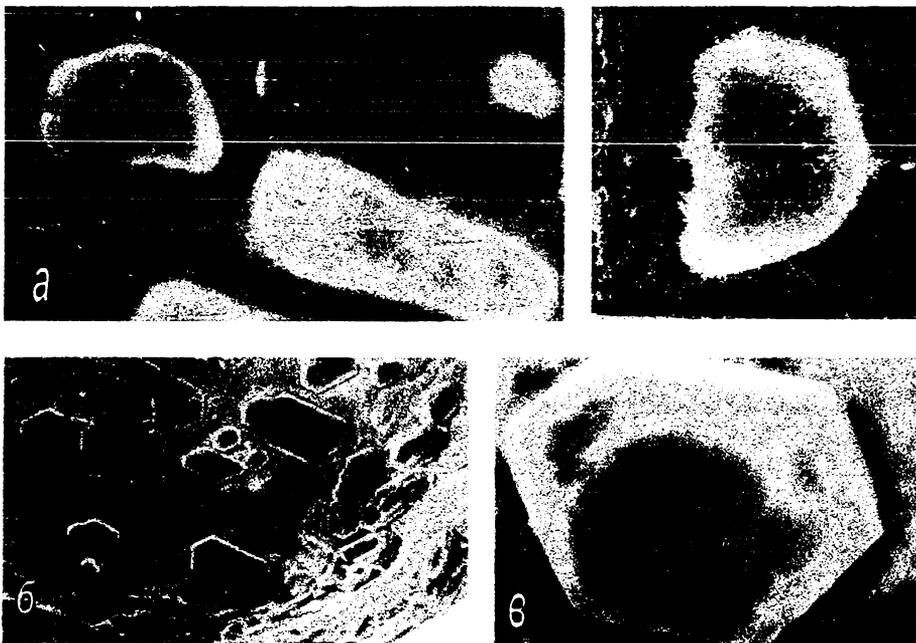


Рис. 1. Морфология красящих включений в сильвине:

а – вакуоли, ув.3500; б – ориентированные гематитовые чешуйки на плоскости спайности, ув.200; в – кристалл гематита с утолщением в центральной части, ув.2000

Наличие вакуолей с чешуйками гематита может свидетельствовать о захвате растущим сильвином округлых коллоидных частиц, вероятно, гидрогематитового состава. Реликты округлой формы просматриваются в утолщениях центральных частей отдельных кристаллов гематита. На эпитактический характер его вростков указывает закономерная ориентировка чешуек по плоскостям спайности соли.

Обязательная для осадочного сильвина красная окраска, вероятно, отражает не просто механический захват частиц гидрооксидов железа в процессе осаждения. Сильвинитовые отложения формируются в осеннее время года при заметном снижении температуры. В отличие от галита, для которого растворимость остается практически неизменной от 40 до 0°C, растворимость сильвина уменьшается почти в полтора раза. Пересыщение рапы солеродного бассейна хлоридами могло способствовать массовой коагуляции гидрооксидов железа и соосаждению.

Таким образом, красный первично осадочный сильвин выступал как матрица, насыщенная округлыми коллоидными частицами. Эти включения в дальнейшем раскристаллизовываются в синтактические вростки гематита. При замещении карналлита вторичным крупнозернистым сильвином (молочно-белого цвета), последний «выталкивает» все железистые минералы на границы зерен.

Карналлит. В шлифе, изготовленном из крупнозернистого агрегата «солнечного» карналлита, нами установлены включения двух железистых фаз.

Первая представлена иголками гетита (?) длиной 0,063 - 0,16 мм. Они лежат в субпараллельных плоскостях и ориентированы относительно друг друга в трех направлениях под углом 60°. Участки, обогащенные гетитом, придают породе золотистый цвет.

Вторая фаза представлена шестиугольными пинакоидальными красно-оранжевыми кристаллами гематита размером 0,006 - 0,013 мм. Большая часть чешуек распределена относительно равномерно и ориентирована в одной плоскости с гетитом. Эта закономерная ориентировка и вызывает одновременное отражение света («солнечный» эффект). В других случаях их расположение контролируется границами зерен карналлита и перистыми плоскостями деформации. Реже кристаллы гематита встречаются в виде цепочек вдоль гетитовых игл, которые они замещают.

Растворение карналлита показало, что железистые минералы образуют в нем войлокоподобный агрегат, пронизывающий соль словно раковые клетки.

Наблюдаемое взаимоотношение минералов позволяет считать вслед за И. Костовым [1], что вхождение железа (в виде Fe^{2+}) в позицию магния происходило при кристаллизации карналлита. Окислительные обстановки привели к обособлению Fe^{3+} в виде гетита, который, судя по его закономерной ориентировке, образует с карналлитом структуру распада. Дальнейшие изменения, сопровождаемые деформированием соли, привели к новообразованию гематита.

Галит. Первично осадочная соль обычно не окрашена. Синий цвет (и дихроизм) характерен для крупно- и гигантокристаллического галита из зоны замещения насыщенного соединениями железа карналлита. По характеру окраски

П.Н. Чирвинским выделены «сетчатая» и «мелкопятнисто-пестельчатая» разновидности.

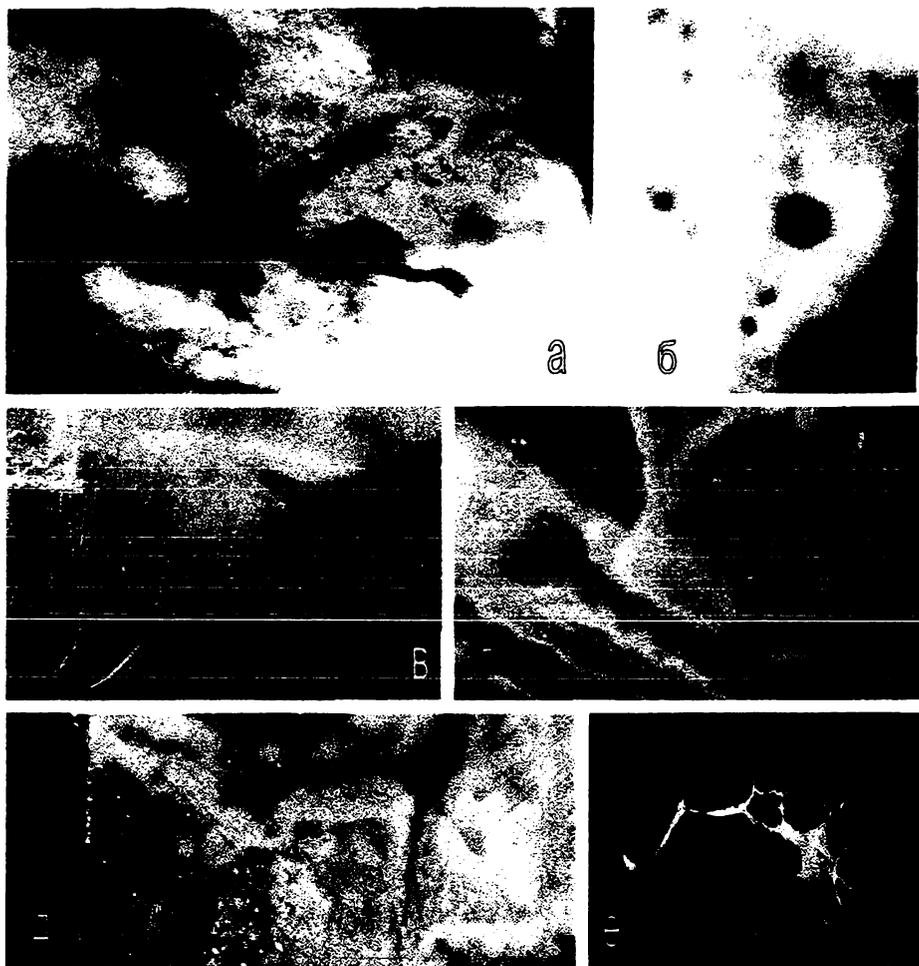


Рис. 2. *Морфология и расположение железистых минералов в карналлите и галите Верхнекамского месторождения:*

a-b - включения в карналлите: а-гетит-гематитовый войлок, ув. 100; б-кристалл гематита, ув. 200. в-е - распределение окраски в кристалле галита; в - разворот «слоистости» голубой окраски у гранного шва, ув. 2; з - зоны обесцвечивания в синем галите, ув. 2; д - интенсификация синевинишной окраски по краям зон обесцвечивания, ув. 2; е - «дренажные каналы», декорированные чешуйчатым гематитом в центре зон обесцвечивания, ув. 10

Сетчатый рисунок соли возникает в результате чередования бесцветных и окрашенных полосок вдоль граней куба {100} и ромбододекаэдра {110}. Нами установлено, что эта окраска обусловлена двумя различными причинами.

Чередующиеся окрашенные и бесцветные полосы, согласные плоскостям спайности куба (100), разворачиваются под 90° после утыкания в криволинейную поверхность - гранный шов. Таким образом, эта полосчатость, параллельная граням, является первичной зональностью и связана с захватом красящего вещества в процессе роста кристалла.

Чередующиеся и пересекающиеся под углом 90° полосы, согласные {110}, не столь выдержаны. Их концентрация в различных участках крупных монокристаллов различна. Именно по этим плоскостям, и особенно в месте их пересечения, развито линейное и пятнистое исчезновение синей окраски. Это свидетельствует о том, что обесцвечивание, параллельное граням ромбододекаэдра, является более поздним и, вероятно, связано с механическим полисинтетическим скольжением (двойникованием).

Мелкопятнисто-пестельчатый рисунок обусловлен развитием в пределах синей соли вытянутых бесцветных зон обычно округлого сечения. В их центральной части находятся ветвящиеся полые каналы, декорированные чешуйчатым красно-оранжевым гематитом (?). Эти вытянутые полости, «дренирующие» синюю окраску, встречаются как отдельно, так и в виде субпараллельных струй вдоль деформационных плоскостей скольжения. На границе зон обесцвечивания и окрашенных участков наблюдаются усиление дихроичной окраски и появление вишневого оттенка, различного даже при дневном свете. Вероятно, это свидетельствует об укрупнении железистых минералов. Растворение такого галита показало наличие шестиугольных частиц красного цвета размером менее 0,001 мм.

Близость ионных кристаллохимических радиусов Fe^{2+} (0,080) и Na^+ (0,098) позволяет предполагать, что участки с синей окраской являются зонами, первоначально насыщенными изоморфной примесью Fe^{2+} . Окисление железа привело к образованию тонкодисперсной вкрапленности гематита, которая и окрашивает галит в синий цвет. Миграция растворов через толщу солей приводит к укрупнению гематита и частичному его выносу в «дренирующие» каналы.

Таким образом, различная окраска галоидов Верхнекамского месторождения определяется формой вхождения железа и ее эволюцией.

Пересыщение солеродного бассейна хлоридами калия в осеннее время года вызывает коагуляцию гидроокислов железа и осаждение в виде округлых частиц, которые захватываются растущим сильвинном. Раскристаллизация коллоидов происходит с образованием синтаксических вростков пинакоидальных кристаллов красного гематита. В случае образования вторичного крупнокристаллического сильвина (за счет замещения карналлита) он выталкивает железистые минералы на границы зерен.

В процессе образования карналлита двухвалентное железо замещает позиции Mg в кристаллической решетке по формуле $\text{K}(\text{Mg} \leftarrow \text{Fe})\text{Cl}_3$. Последующие окислительные обстановки вызывают переход Fe^{2+} в Fe^{3+} , с образованием карнал-

лит-гетитовой структуры распада. Соль приобретает золотисто-желтый цвет. Метаморфизм соли сопровождается пластическими деформациями и новообразованием красно-оранжевого гематита (в том числе и по гетиту).

Синяя окраска галита возникает при замещении им карналлита, насыщенного гидроокислами железа. Близость кристаллохимических радиусов Na^+ и Fe^{2+} , вероятно, определяет его вхождение в структуру галита. Последующее окисление приводит к появлению рассеянной тонкодисперсной дихроичной гематитовой фазы (синего и вишневого цвета). Миграция растворов через соли способствует как укрупнению кристаллов с усилением окраски, так и их отложению на стенках дренирующих каналов.

Библиографический список

1. Костов И. Минералогия. М.: Мир, 1971. 584 с.
2. Чирвинский В.Н. Загадка окраски синей соли// Изв. Ест.-науч. и н-та при Перм. ун-те. 1947. Т.12, Вып.5. С.211-223.

Ю.А. Темербаева
Пермский университет

МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ ВЕРХНЕКАМСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В соответствии с литературными данными и фондовыми материалами составлен список минералов Верхнекамского месторождения. Были использованы также неопубликованные материалы В.А. Наумова и изучена любезно предоставленная им тяжелая фракция, за что автор выражает свою признательность. Состав боратов и самородных фаз был определен на микрозонде Е.М. Генераловым.

Взаимоотношения минералов, их состав и морфология позволяют выделить следующие ассоциации.

Терригенная. Представлена окатанными зернами песчаной размерности: кварца, рутила, циркона, эпидота, апатита, калиевого полевого шпата, магнетита, ильменита, псиломелана, гематита, мусковита, графита и субмикроскопического золота.

Хемогенная ассоциация наиболее характерна. Из хлоридов известны перистый галит, красный сильвин и карналлит. Карбонаты встречаются в виде идиоморфных кристаллов доломита, кальцита и, реже, магнезита. Сульфаты в соляной толще представлены в основном ангидритом. Гипс, целестин и барит встречаются реже. Бораты отмечены в виде идеальных тетраэдров эрикарита и чемберсита. Из окислов встречены лепидокрокит и гематит. В составе галопелитов наряду с вышеперечисленными минералами известны иллит, хлорит, монтмориллонит, гидрослюда, халцедон и опал.

Диagenетическая. Представлена тонко - и микрoзернистым, желтовато - розовым и бурым галитом (соль высаливания).

Катагенетическая. В данной ассоциации выделяется шпатовый галит, который образуется за счёт собирательной перекристаллизации мелкозернистых разностей, и молочно-белый сильвин. В эту же стадию в галопеллитах, вероятно, формируется адуляр и октаэдрический пирит, а в карналлите – гетит и гематит.

Гидротермальная. На месторождении выделяется относительно недавно. К ней можно отнести кубический и петрагондодекаэдрический пирит, пирротин, сфалерит, пинакоидальный доломит, флюорит (?), золото, амальгаму, акантит (новообразованные оторочки вокруг золота) и твердый раствор Pb-Sn.

Космическая. Представлена сфераулами вюститa (иоцита) и никельсодержащей латуниью (Cu 1.62 Zn 1.13 Ni 0.21 Fe 0.03) с включениями тэнита (Fe 0.58 Ni 0.20 Cu 0.08 Zn 0.07 Co 0.06).

Техногенная. Изучена крайне слабо. В настоящее время диагностированы только минералы, сформировавшиеся в результате подземного пожара. Это самородная сера и хлориды железа (молизит и рокюнит). С техногенным загрязнением, возможно, связаны ртуть и малахит.

Итого на сегодняшний день на Верхнекамском месторождении описано 50 минералов.

Ю.В. Шурубор

Пермский технический университет

ЗАПАДНО-УРАЛЬСКИЕ МИНЕРАЛЫ-ИНДИКАТОРЫ АЛМАЗОНОСНОСТИ: НОНКОНФОРМИСТСКИЕ ПОПЫТКИ РЕШЕНИЯ ПРОБЛЕМЫ

Поиски минералов-индикаторов алмазоносности (МИАН) - неперемнная компонента научного обеспечения работ на алмазы, проводимых на западном склоне Урала. Типичные для конца 30-х гг. XX в. упования на МИАН, генетически связанные с платиноносными гипербазитами, сменились надеждами на открытие количественно характеризуемых алмазоиндикаторных минеральных ассоциаций (КХАЙМА), а затем до сих пор продолжающимися попытками использования в уральских условиях сибирского опыта поисков алмазов по пиропу и другим «кимберлитовым» минералам (КМБМ). Результатом всех этих получавших всеобщее одобрение (конформистских) попыток решения проблемы западно-уральских МИАН стало дополнительное подтверждение никогда не вызывавшего сомнений тезиса о возможности включения КМБМ в список уральских МИАН, сопряженное с констатацией того, что из-за редкой встречаемости КМБМ на Урале их непосредственная поисковая значимость ничтожна (обычно вначале находят алмазы, а уже потом доказывают, что они сопровождаются КМБМ).

Первым проявлением готовности к выходу за пределы общепринятых представлений об уральских МИАН стала работа И.С. Рожкова (1945), в которой отмечено, что в приводораздельной зоне Среднего Урала алмазоносные россыпи отличаются от продуктивных лишь по золоту и платине постоянным присутствием небольших количеств флоренсита и хиастолита, а также ставролита. Опираясь на эти сведения, И.С. Рожков пришел к заключению: «По литературным данным известно, что флоренсит в песках Бразилии является спутником алмаза. Есть основания полагать, что спутником алмаза он является и в уральских россыпях» (Рожков, 1945, с.44). О принадлежности к МИАН ставролита и хиастолита ничего не говорится. О ставролите, надо думать, потому, что он встречен (иногда в чуть более высоких концентрациях и совместно с кианитом) и в некоторых россыпях, не содержащих алмазных кристаллов, а о хиастолите ввиду отсутствия аналогичных случаев в мировой практике. Предположение И.С.Рожкова не гармонировало с господствовавшей тогда гипотезой о связи уральских алмазов с гипербазитами и набравшей силу установкой на поиски КХАЙМА, и о нем вскоре забыли.

Вторая неконформистская попытка решения проблемы МИАН предпринята Г.А. Виллером. В его рукописной работе 1956 г. показано, что на Среднем Урале, в пределах так называемой Западной алмазоносной полосы минералами, присутствием которых алмазоносный четвертичный аллювий отличается от неалмазоносного, можно считать встречающиеся в мизерных количествах округленные зерна ставролита и кианита. По своим методическим предпосылкам заключение Г.А. Виллера, относящееся к минералам, концентрации которых измеряются в «знаках», противоречило тогдашнему стремлению к выявлению КХАЙМА, по содержанию не соответствовало новому в то время представлению о КМБМ как единственной группе надежных МИАН и никого всерьез не заинтересовало.

В 1965 г. появилась статья (Шурубор, 1965), освещавшая результаты статистической обработки данных шлихового опробования четвертичных аллювиальных отложений той же территории, которая ранее рассматривалась Г.А.Виллером. В статье показано, что МИАН являются не только ставролит и кианит, но и алюмофосфатные минералы группы гамлинит - флоренсит, горсейксит, крадаллит (?) и «фосфатные шарики» аналогичного состава. Хотя удалось выяснить, что ставролит, кианит и алюмофосфаты могут происходить из тогда же выявленных тел эксплозивных брекчий ультраосновного щелочно-базальтоидного состава – пород, близких как к классическим пикритам, так и к лампрофирам мончикитового ряда (Шурубор, 1967), третья неконформистская попытка выделения специфических уральских МИАН разделила судьбу двух предыдущих.

В 1973 г. опубликованы (Шурубор, Мусихин, 1973) материалы еще одного статистического обобщения информации об аксессуарных минералах западно-уральских алмазоносных пород. Обработывались данные шлихового и крупно-объемного опробования водораздельных отложений Полюдова Кряжа, которые

в тот период трактовались как отвечающие средне-нижнедевонской такатинской свите, заключающей в себе древнюю алмазоносную россыпь. Ставилась задача нахождения дискриминантной функции, позволяющей по данным минералогического анализа протолок отличать алмазоносные «такатинские отложения» от неалмазоносных. Судя по виду полученной дискриминантной функции, «кандидатами» на отнесение к МИАН следует считать лейкоксен; ксенотим (и другие редкоземельные фосфаты, а возможно, и алюмофосфаты); ставролит; корунд; самородную ртуть; металловидные шарики, фигурировавшие в исходных данных под наименованием «самородный свинец»; стеклянные (силикатные) шарики. По кианиту получен результат, не подтверждающий целесообразность его отнесения к МИАН.

Если приведенные сведения о «кандидатах» объединить с выводами предшествующих неконформистских исследований, отказавшись от включения в список западно-уральских МИАН лейкоксена и корунда как встречающихся в слишком многих породах, никакого отношения к алмазоносности не имеющих, самородной ртути как минерала, легко исчезающего из шлихов и столь же легко загрязняющего посторонние пробы, то в список западно-уральских МИАН, кроме малополезных КМБМ, придется включить редкоземельные фосфаты (в первую очередь, ксенотим) и алюмофосфаты (в первую очередь, флоренсит); ставролит; силикатные шарики; металловидные шарики; кианит; хиа-столит. О двух последних необходимо сказать, что они характерны только для части алмазоносных районов западного склона Урала. Сопоставление нашего списка «полезных» западно-уральских МИАН с данными об аксессуарных минералах открытых на Полководовом Кряже алмазоносных магматитов (Рыбальченко, 1997) убеждает, что все «постоянные» члены этого списка уже найдены в упомянутых магматитах и оказались как раз теми минералами, на обнаружение которых (как и на обнаружение КМБМ) в «рядовых» породах западного склона Урала рассчитывать вряд ли следует. Итог очевиден: можно утверждать, что неконформистские попытки решения проблемы западно-уральских МИАН вскрывали факты, которые ускользали от внимания исследователей, стоявших на традиционных позициях. Доверие к неконформистским выводам возрастает, и перспективы их использования в практике поисков оцениваются более высоко. Например, могут быть поставлены вопросы о поисках месторождений алмаза по алюмофосфатным минералам, ставролиту, кианиту, силикатным и металловидным шарикам; об использовании нетрадиционных МИАН для идентификации алмазоносных магматитов, загрязненных ксеновключениями и трудно отличимых от осадочных пород даже при микроскопическом изучении.

Библиографический список

1. Рожков И.С. Мезозойские россыпи Среднего и Северного Урала. М.: Metallurgizdat, 1945. 148с.
2. Рыбальченко Т.М. Петрографическая характеристика алмазоносных магматитов Поллодова Кряжа // Вестник Пермского университета. Геология. Пермь, 1997. Вып.4. С.42-52.

3. Шурубор Ю.В. Статистическая обработка данных шлихового опробования с целью выявления минералов-спутников алмаза (на примере одного из алмазоносных районов Среднего Урала)// Советская геология. 1965. N8. С.115-125.

4. Шурубор Ю.В. Об эксплозивных брекчиях ультраосновных щелочных базальтоидов на западном склоне Среднего Урала// ДАН СССР. 1967. Т.177, N4. С.917-919.

5. Шурубор Ю.В., Мусихин Г.Д. К методике использования минералогических данных при поисках алмазоносных отложений// Геология и полезные ископаемые Пермского Прикамья: Сб. науч.тр./Перм. политехн. ин-т. Пермь, 1973. N123. С.147-151.

А.Б. Макеев*, В.А. Наумов, Б.М. Осовецкий, Е.Н. Черепанов

*Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар
Пермский университет

НОВЫЕ ДАННЫЕ О МИНЕРАЛАХ ПЛАТИНОВОЙ ГРУППЫ ВИШЕРСКОГО АЛМАЗОНОСНОГО РАЙОНА

После первых находок минералов платиновой группы (МПГ) в алмазоносных отложениях Рассольнинской депрессии в 1996-1997 гг. и их диагностики (Макеев и др.,1998) проведено дополнительное изучение концентрата винтового сепаратора, полученного при обогащении пробы объемом $0,4 \text{ м}^3$. Общий объем концентрата составлял свыше 30 кг. Сделанные ранее заключения о степени платиноносности и составе МПГ были основаны на исследовании его небольшой части (около 2 кг), причем изучался класс частиц более $0,1 \text{ мм}$.

Доизучение концентрата преследовало цель - подтвердить новые находки МПГ и выявить их полный гранулометрический спектр. Обработана навеска массой 3 кг, взятая из того же концентрата. При работе с навеской применялись следующие операции: разделение в бромформе, кипячение в концентрированной соляной кислоте, рассев тяжелой фракции на размерные классы (мм): $-1+0,5$; $-0,5+0,25$; $-0,25+0,1$; $-0,1+0,05$ и $-0,05$; магнитная и электромагнитная сепарация по каждому размерному классу; отбор зерен платиноидов под биноклем.

Всего выделено более 800 зерен МПГ размером от $0,25$ до $0,03 \text{ мм}$. Затем частицы МПГ с использованием окуляра-микрометра были разделены под биноклем на узкоразмерные классы и взвешены (таблица).

С учетом общей массы зерен МПГ их содержание в исходной пробе алмазоносных отложений оценивается в $62,5 \text{ мг/ м}^3$, а в концентрате винтового сепаратора – около 767 мг/т .

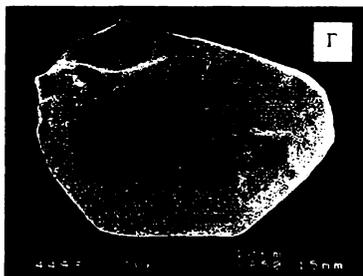
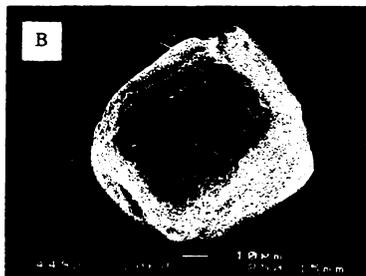
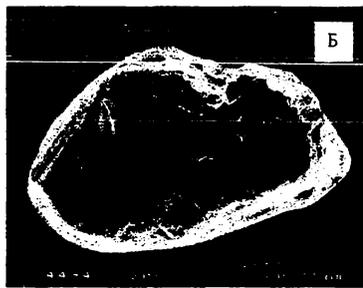
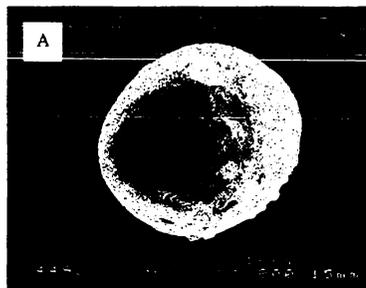
Диагностика МПГ проведена, как и ранее, в Институте геологии Коми НЦ УрО РАН. Из общего числа МПГ для диагностики на микрозонде было выбрано 30 зерен. Отбор осуществлялся из разных размерных классов с учетом разнообразия морфологии, окраски. В общей сложности диагностировано 41 зерно МПГ. Среди мелких частиц МПГ впервые определены новые минеральные виды: осмий, лаурит (как включение в зерне Ig-изоферроплатины).

Гранулометрический состав МПГ Вишерского района

Класс, мкм	Фракция				Сумма			
	Магнитная	Электромагнитная		Неэлектромагнитная		Число зерен	Масса, мг	%
		Число зерен	Масса, мг	Число зерен	Масса, мг			
200-150	-	1	0,05	-	-	1	0,05	2
150-100	-	14	0,45	4	0,1	18	0,55	22
100-75	-	34	0,4	17	0,15	51	0,55	22
75-50	-	164	0,55	84	0,2	248	0,75	30
50-25	-	186	0,3	284	0,3	470	0,6	24
<25	-	5	-	9	-	14	-	-
Всего	-	404	1,75	398	0,75	802	2,5	100
%	-	-	70	-	30	-	100	-

Среди диагностированных зерен МПГ присутствуют 14 минеральных видов и разновидностей. Преобладают следующие: изоферроплатина – 6 шт., иридиевая изоферроплатина – 6 шт., медисто-иридиевая изоферроплатина – 4 шт., палладиевая изоферроплатина – 3 шт., осмий – 6 шт.

Средний поперечник диагностированных зерен изоферроплатины – 0,09 мм, осмия – 0,12 мм. Морфология большинства зерен МПГ имеет рудный облик. Среди них преобладают (особенно в мелких классах) кристаллы.



Минералы платиновой группы Рассольнинского участка:

А, Б и В – изоферроплатина, Г – осмий

Обнаружение МПГ в алмазонасных отложениях Вишерского района имеет важное теоретическое и практическое значение. Во-первых, МПГ дополняют список минералов алмазонасных отложений, имеющих магматический источник, достаточно близких по составу к кимберлитовой магме.

Во-вторых, при разработке месторождений алмазов, минералы платиновой группы, из-за небольших размеров их зерен, полностью переходят в шламы. При этом их содержание в шламах (материал крупностью –2 мм или –1 мм) соответственно возрастает в несколько раз. Отсюда актуализируется проблема технологического минералогического картирования техногенных образований, полученных при разработке алмазонасных пород Вишерского района, с целью оконтуривания платиноносных объектов. Несмотря на мелкий размер зерен МПГ, они вполне могут быть извлечены при гравитационном обогащении (например, с применением винтового шлюза) с высокой степенью улавливания в концентрат (не ниже 90 %).

Ю.А. Рыбальченко
Пермский университет

ИЛЬМЕНИТЫ АЛМАЗОНАСНЫХ ПОРОД ВИШЕРСКОГО РАЙОНА

Для уточнения генетической природы алмазонасных туффзитов (Рыбальченко и др., 1997) Полудова Кряжа был изучен состав ильменитов с Ефимовки, Волынки, Нового Колчима. Анализы ильменитов (18 зерен) были выполнены в лабораториях ВСЕГЕИ и ИГЕМ и любезно предоставлены для изучения главным геологом ПГГСП «Геокарта».

Ильменит – широко распространенный в природе минерал, характерный для разнообразных типов пород, резко отличающихся по условиям образования. Представляя непрерывный изоморфный ряд с закономерным изменением количества Mg, Fe и Ti, ильменит образует серию твердых растворов: собственно ильменит (FeTiO_3) – гейкилит (MgTiO_3) – гематит (Fe_2O_3). Распространение этих компонентов в составе ильменитов Красновишерского района отражено на треугольной диаграмме FeTiO_3 – MgTiO_3 – Fe_2O_3 (рис.1). На ней видно, что химический состав ильменитов Полудова Кряжа изменяется в широких пределах. Преобладает ильменитовая составляющая (61 – 96%); миналы гейкилита и гематита варьируют соответственно от 0 до 37% и от 1 до 17,7%. Область их составов на диаграмме представляет собой компактное поле близ ильменитовой вершины треугольника с преимущественным расположением точек вдоль стороны FeTiO_3 – Fe_2O_3 . В этой части диаграммы располагаются два поля, выделенные Митчеллом (Митчелл, 1991). Одно из них (поле 7) является комплексным для ильменитов из карбонатов, гранитов и базанитов; другое, частично перекрывающее его, образуют ильмениты из лампроитов и лейцититов (провинции Мурсия-Алмерия, Вест Кимберли, Фрэнсис, Сиско, Нью Саут Уэлс) (поле 6). 38,9% ильменитов Полудова Кряжа попадают в зону перекрытия этих полей, которым принадлежат и ильмениты из

даек, секущих кимберлитовые трубки Вессельтон и Премьер (Илупин и др., 1990). Остальные относятся к комплексному полю карбонатитов, гранитов, базанитов. Два анализа, полученные для центральных частей кристаллов, довольно резко отличаются от основной массы, попадая в поле кимберлитов (поле 1).

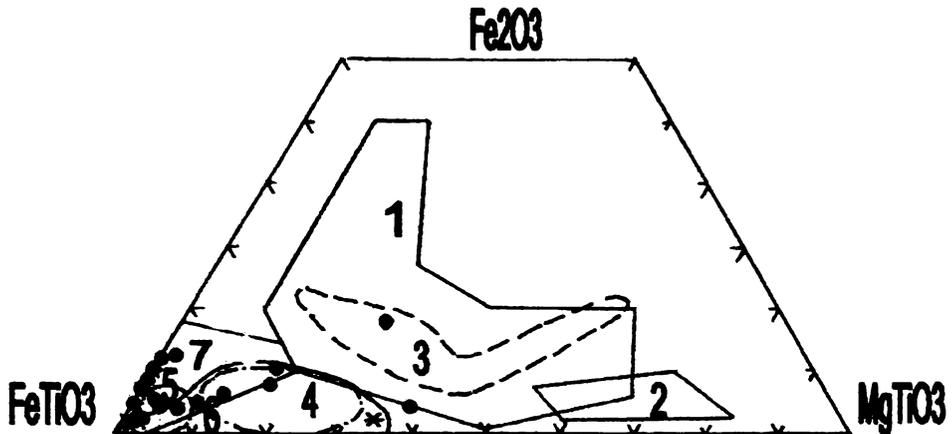


Рис 1. Поля составов ильменита на диаграмме $MgTiO_3-FeTiO_3-Fe_2O_3$: 1- кимберлитов, 2 - карбонатитов (по Гаспару и Уайли); 3 - кимберлитов Южной Африки и Лесото (Митчелл, 1991); 4 - богатых карбонатом кимберлитов из даек, сопровождающих трубку Вессельтон, 5 - то же из трубки Премьер (Илупин и др., 1990); 6-карбонатитов, гранитов, базанитов, 7-из лампроитов, лейцититов (Митчелл, 1991). Звездочкой показаны составы ильменитов, ассоциирующих с алмазами (Никишов, 1984)

На диаграмме $MgO - TiO_2$ (рис.2) ильмениты Полюдова Кряжа попадают в поля распределения различных пород, выделенные Коуторном и др., а именно, в поля толеитов, базанитов и кимберлитов и не образуют каких-либо конкретных полей из-за слишком больших вариаций в составе. Отметим, что в поля кимберлитов «падают» данные трех анализов, полученных из центральных частей зёрен, демонстрирующие повышенное содержание окиси магния (7,16 – 11,14%). Анализы состава краевых частей зёрен, наоборот, показывают существенную обеднённость MgO (0 – 0,7%) и обогащение TiO_2 (64,09 – 65,20%). Для пикроильменитов из кимберлитов Якутии (Тронева и др.,1978) характерна обратная зональность, где по сравнению с центральной частью зёрен краевые зоны более обогащены MgO .

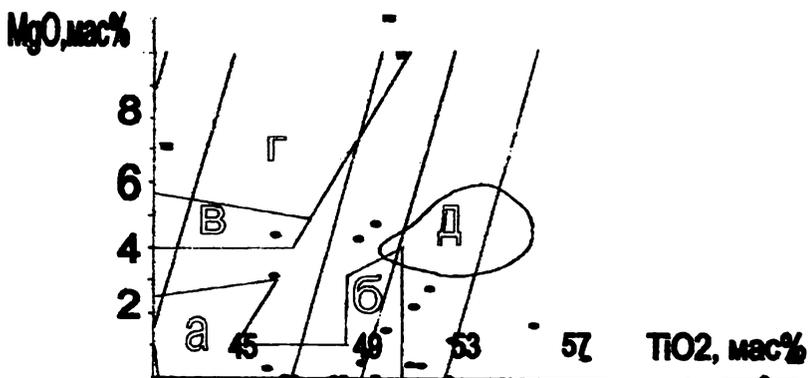


Рис. 2. Распределение составов ильменита из туффизитов Полудова Края на диаграмме $MgO-TiO_2$ (по Коуторну и др.). Крестиками обозначены составы однородных ильменитов, квадратиками и треугольниками – из центральных и краевых частей зональных кристаллов, соответственно. Буквами обозначены поля: а - кислых пород; б - толеитов; в - базанитов; г - кимберлитов; д - оливиновых габбро комплекса Икхизва (Южная Африка)

Таким образом, ильмениты из туффизитов Полудова Края характеризуются низкой магниальностью (0 - 4,73%), низкой железистостью (35,28 – 48,53%) (при преобладании FeO над Fe_2O_3), умеренной титанистостью (39,07 – 60,34%), отсутствием Cr_2O_3 и повышенной марганцовистостью (0,69 – 5,14%), что резко отличается их от ильменитов из кимберлитов. Сходными характеристиками – невысокими концентрациями MgO (меньше 1%) и Cr_2O_3 (меньше 0,5%) при высоких концентрациях MnO (3 – 8 %) - обладают ильмениты из лампроитовой трубки Аргайл (Митчел, 1991), относимые (Jaques, 1989) к позднестадийным образованиям. Преобладание FeO над Fe_2O_3 свидетельствует о кристаллизации ильменитов из магмы в восстановительной обстановке (при низком потенциале кислорода) (Харькив, 1995; Тронева и др., 1978), что также подтверждается отсутствием Cr_2O_3 , так как в этих условиях растворимость хрома в ильменитах понижается (Тронева и др., 1978), что может свидетельствовать о специфических условиях формирования туффизитов, возможно, близких к лампроитовым.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЗОЛОТА РОССЫПЕЙ ЗОНЫ ПЕНЕПЛЕНА ЮЖНОГО УРАЛА

Распределение элементов-примесей в самородном золоте как его типоморфный признак используется сравнительно давно и многими исследователями (Нестеренко, 1991). Определённая геохимическая ассоциация в минерале может быть использована для установления связи золотого россыпеобразования с коренными источниками.

Микроспектральный количественный анализ химического состава золота россыпей зоны пенеплена Южного Урала показал, что элементы-примеси в высокопробном золоте россыпей представлены довольно ограниченным набором компонентов с их весьма низкими содержаниями. Кроме серебра, являющегося постоянной существенной макропримесью (0,5-50%) самородного золота (Петровская, 1973), установлено 14 элементов-примесей (табл. 1).

Постоянно (встречаемость 100%), хотя и в малых количествах, во всех россыпях присутствует медь (обычные содержания 0,002-0,3 %). В редких случаях её содержание возрастает до 0,6-1% (Черноборская россыпь) и 6% (Михайловская россыпь). Реже встречается ртуть (75%), типичные содержания 0,01-0,5%, единичные - до 1%.

Такие элементы, как железо, свинец, сурьма, висмут, мышьяк, обычно свойственные золоту, встречаются в россыпях спорадически (рисунок). Концентрации этих элементов минимальные (тысячные, реже сотые доли процента).

Таблица 1
Содержание элементов-примесей в золоте россыпей Южного Урала, %

Элемент	Содержание		
	Среднее	От	До
Cu	0.209	0.002	6.0
Hg	0.309	0.01	>1.0
Bi	0.0012	0.00015	0.0035
Pb	0.0034	0.001	0.008
Fe	0.00725	0.0035	0.015
As	0.0052	0.002	0.015
Sb	0.0023	0.0003	0.006
Pd	0.0047	0.0025	0.004
Mn	0.000175	0.00015	0.0002
Ni	0.00175	0.0015	0.002
Co	0.0025	0.002	0.003
Pt	0.02	-	-
Sn	0.002	-	-
Te	0.004	-	-



Ряд элементов (кобальт, марганец, никель, олово, палладий, платина и теллур) обнаружены лишь в отдельных пробах золота из различных россыпей. Примеси палладия, платины и олова в тысячных и сотых долях процента установлены только в золоте Черноборской россыпи. Кобальт встречен в частицах золота Черноборской и Михайловской россыпей примерно в равных концентрациях (0,003 и 0,002% соответственно), никель и теллур – в минерале Черно-

борской россыпи, где их концентрация составляет тысячные доли процента. Содержание марганца в золоте Черноборской и Михайловской россыпей равно 0,00015 и 0,0002% соответственно.

В целом для россыпного золота характерны похожий состав и распределение элементов-примесей. Увеличение спектра компонентов примесей в золоте Черноборской россыпи может быть обусловлено большей выборкой, а также геохимической спецификой источников питания (табл. 2).

Анализ геохимической ассоциации свидетельствует о наличии в россыпном золоте металлов (Co, Fe, Mn, Ni, Pd, Pt), концентрации которых связаны с магмами основного состава, и металлов (As, Bi, Sb, Pb, Sn, Hg, Te), сопровождающих умереннокислые и «смешанные» образования (Петровская, 1973). «Сквозными» (свойственными всем золоторудным формациям) элементами являются As, Pb, Cu, Fe (Рыжов, 1992). Примеси висмута, свинца, олова обычно указывают на связь россыпного золота с гранитоидным магматизмом (Николаева, 1978; Савва, Прейс, 1990).

Близкоповерхностное формирование коренных источников золота и локализация их в зонах глубинных разломов определяют наличие в самородном золоте повышенных кон-

Таблица 2
Среднее содержание элементов-примесей в золоте россыпей, %

Элемент	Россыпь		
	Черноборская	Старопоклевская	Михайловская
As	0.0045	0.0085	0.00225
Bi	0.00125	0.00055	0.00065
Co	0.003	-	0.002
Cu	0.0507	0.0262	0.7067
Fe	0.0105	0.00425	0.007
Hg	0.426	0.343	0.1
Mn	0.00015	-	0.0002
Ni	0.00175	-	-
Pb	0.0034	0.0035	-
Pd	0.0047	-	-
Pt	0.02	-	-
Sb	0.0016	0.006	0.00075
Sn	0.002	-	-
Te	0.004	-	-
Число анализов	20	10	10

центраций ртути (Савва, Прейс, 1990). Однако при интерпретации данных следует учитывать, что в старых золотодобывающих районах возможно техногенное заражение ртутью.

Палладий и платина являются специфическими примесями в золоте из платиноносных районов и в сочетании с медью показательны для существенно сульфидных руд, формировавшихся в связи с базальтоидным магматизмом (Шило, 1981). Этой же точки зрения придерживаются В.В. Мурзин и А.А. Малюгин (1987), считающие, что руды такого типа на Урале генетически связаны с участками развития контрастной (базальт-липаритовой) серии магматических субвулканических пород платформенного типа.

В целом наличие такого состава элемент-примесей в россыпях характерно для золота из месторождений сульфидно-кварцевой группы формаций (Петровская, 1973).

В.А. Мухин, И.И. Чайковский

Пермский университет

ТИПОХИМИЗМ ГЛУБИННЫХ ГРАНАТОВ ИЗ ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНЫХ КОМПЛЕКСОВ ЗАПАДНОГО СКЛОНА УРАЛА

Гранат является одним из наиболее информативных минералов, которые используются для восстановления обстановок мантийного минералообразования. В этой работе предпринята первая попытка обобщения химических составов гранатов Пермского региона (Полудовско—Колчимского поднятия и Кваркушко-Каменогорского магантиклинория), накопленных и любезно предоставленных нам ПТГСП «Геокарта».

Для предварительной типизации гранатов нами была выбрана диаграмма Н.В. Соболева [3]. На нее были нанесены средние составы 10 (промышленных) групп гранатов [1], проинтерполированы границы их полей и изменен масштаб на логарифмический, что позволило существенно расширить низкохромистую область (рис.1). Использование этой модифицированной диаграммы показало, что для Западного склона Урала характерны как эклогитовая, так и дунит-перидотитовая ассоциации. Однако на Среднем Урале преобладают гранаты базитового парагенезиса, а на Северном - гипербазитового (рис.2).

Составы гранатов, включенных в уральские алмазы [2], по соотношению CaO и Cr_2O_3 можно отнести к пироп – кноррингиту из дунитов и гарпбургитов (1 зерно) и Ti-Ca-Mg -альмандину из эклогитов (20 зерен). Корреляционный анализ элементов, входящих в состав магнезиального альмандина, позволяет предполагать проявление изоморфизма типа $\text{Mg}_3(\text{Cr}, \text{Si})_2[\text{SiO}_4]_3 \leftrightarrow (\text{Na}, \text{Ca}, \text{Mn}, \text{Fe})_3\text{Al}_2[\text{TiO}_4]_3$ от пересыщенного кремнеземом кноррингита к щелочной железисто-титанистой фазе. И хотя эти составляющие не превышают первых процентов и не учитываются при обычном расчете, они могут свидетельствовать о феннеровско-агпайтовой

направленности дифференциации в исходном расплаве, характерной для расслоенных образований.

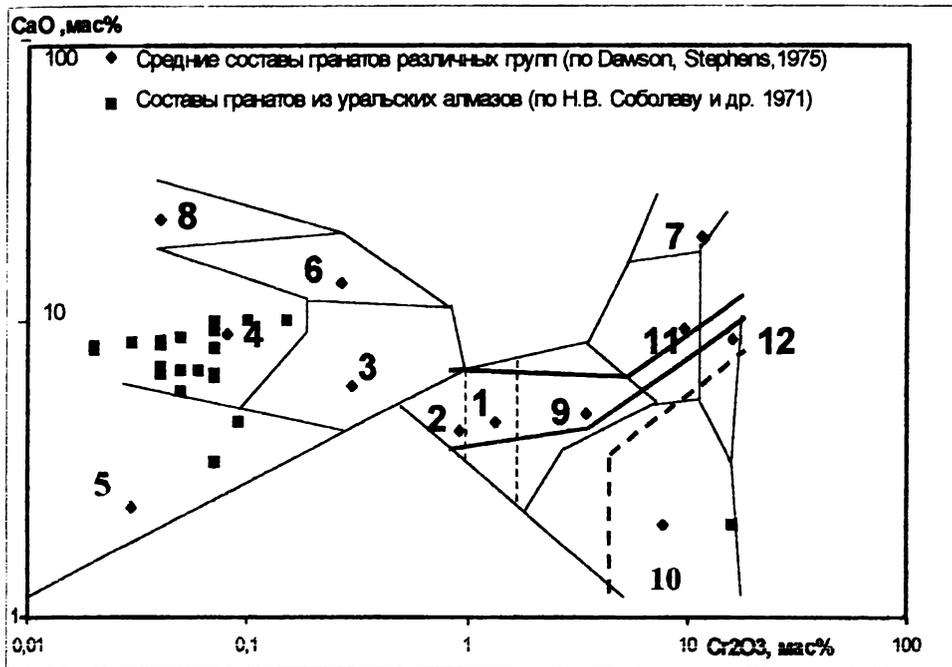


Рис. 1. Модифицированная диаграмма Н.В. Соболева (1972) для типизации гранатов. Цифрами обозначены средние составы гранатов промышленных групп (по Dawson, Stephens, 1975): 1 – титанистый пироп из лерцолитов и вебстеритов; 2 – высокотитанистый пироп из кимберлитов; 3 – кальциевый пироп-альмандин из эклогитов, в т.ч. алмазоносных; 4 – титан-кальциево-магнезиальный альмандин из включений в алмазах и эклогитов; 5 – магнезиальный альмандин из эклогитов; 6 – пироп-гроссуляровый альмандин из эклогитов, в т.ч. кианитовых и алмазоносных; 7 – железо-магнезиальный гроссуляр-пироп из верлитов; 8 – железо-магнезиальный гроссуляр из гроспидитов; 9 – хромовый пироп из лерцолитов и вебстеритов; 10 – низкокальциевый хромовый пироп из включений в алмазе и алмазоносных дунитов, гарцбургитов; 11 – уваровит-пироп из перидотитов; 12 – кноррингитовый уваровит-пироп из перидотитов

На разных проявлениях алмазов Северного Урала (Ефимовка, Сырая Во- лынка, Колчим) наиболее часто встречаются гранаты (хромовые пиропы) ультра- основного парагенезиса. Большая их часть (лерцолитовый парагенезис) связана с примитивной недеплегированной мантией. Оставшаяся треть формировалась в истощенных породах (дунитах и гарцбургитах), вероятно, более обогащенных ал- мазами. Гипербазитовые гранаты пересыщены кремнекислотой (до 3,23 форм. ед.). Наиболее существенное изменение состава пиропов обусловлено изомор-

физмом $\text{Fe}_3(\text{Al,Si})_2[\text{SiO}_4]_3 \leftrightarrow (\text{Mg,Ca})_3\text{Cr}_2[\text{SiO}_4]_3$, который, вероятно, в основном отражает вертикальную зональность мантии (от малых глубин к большим).

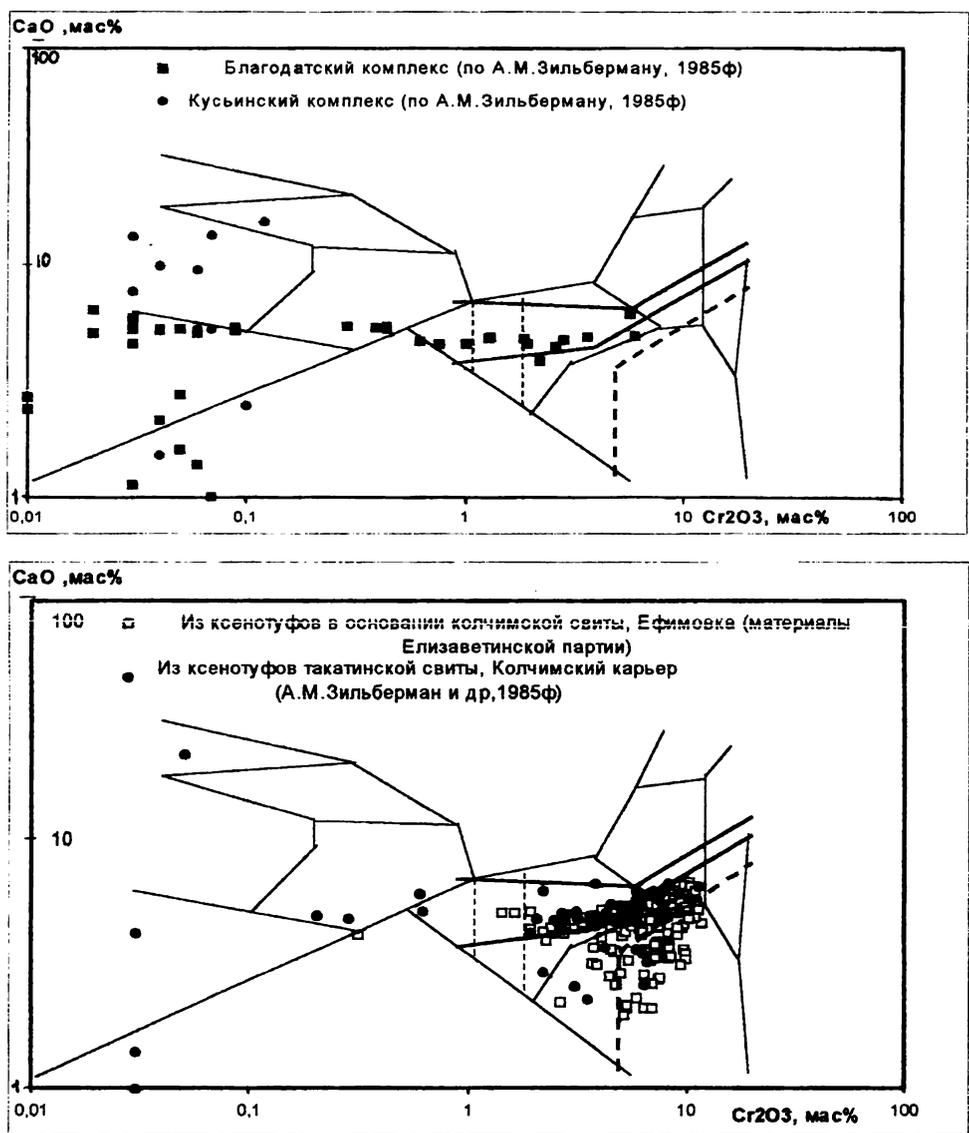


Рис. 2. Положение составов гранатов Среднего (а) и Северного (б) Урала на диаграмме Cr2O3 – CaO

Для каждого проявления Кваркушко-Каменогорского магантиклинория характерны различные составы гранатов: в *благодатском комплексе* – от пирропа из лерцолитов до Mg–альмандин из эклогитов; в *кусьинском* – близкие к Ti–Ca–Mg–альмандину из (алмазоносных) эклогитов; в *дворецком* – аномально пересыщенные титаном шорломиты (раствор ильменит-андрадит?).

Таким образом, наблюдаемые вариации составов гранатов из проявлений Среднего и Северного Урала могут отражать, как минимум, две причины: мантийную дифференциацию по вертикали (с ростом давления возрастает содержание Cr) и различное положение в процессе кристаллизации (базитового) расплава. Широкое проявление гетеровалентного изоморфизма свидетельствует в целом о необычных условиях формирования гранатов.

Библиографический список

1. Dawson J., Stephens W.E. Statistical analysis of garnets from kimberlites and associated xenoliths // *J. Geology*. 1975. Vol. 83. P. 589–607.
2. Соболев Н.В., Гневушев М.А., Михайловская Л.Н. и др. Состав гранатов и пироксенов в уральских алмазах // *ДАН СССР*. 1971. Т. 198, № 1.
3. Соболев Н.В. Петрология ксенолитов в кимберлитовых трубках и критерии их глубинности // *Петрология: Докл. сов. геол. на XXIV сес. Междунар. геол. конгр. М.: Наука, 1972. С. 18 – 26.*

В.А. Попов

Тувинская экспедиция

ДЕВОНСКИЕ ОКРЕМНЕЛЫЕ ДЕРЕВЬЯ ТУВЫ

Тувинский прогиб, сложенный отложениями девона и нижнего карбона, расположен в юго-западной части Республики Тува на склонах хребта Западный Танну-Ола. Отложения девона представлены вулканитами раннего девона, тонкозернистыми пестроцветами среднего и мощной толщей преимущественно красноцветных грубозернистых пород верхнего. Мощность последних достигает 3,5 км. Грубая косяя слоистость, чередование конгломератов с невыдержанными тонкими прослоями алевролитов свидетельствуют о их образовании в своеобразных условиях резкого перепада высот, отдельных эфемерных водоемов (наличие среди них в средней части ритмично-слоистой кохайской свиты с остатками рыб и филлопод). Среди этих отложений встречаются многочисленные остатки древних растений, относящихся к археоптерисовой флоре. При этом обращает на себя внимание их довольно бедный видовой состав при обилии материала.

Как правило, остатки растений представляют собой лимонитизированные, реже с сохранившимися углестым материалом, отпечатки, часто вообще превращенные в лимонитовые лепешки со слабыми следами древесной структуры. Однако в южном крыле прогиба на южных склонах хребта Западный Танну-Ола в силу каких-то своеобразных природных особенностей диагенеза эти стволы под-

верглись окременению и сохранились в виде темно-серых, реже светло-серых стволов диаметром до 50-60 см и длиной до 6-8 м (обычно разбитых на куски). При этом в них хорошо сохранилась структура растений с псевдогодичными кольцами, следами гниения (замещенными лимонитом). Часто окременение захватывает и вмещающие породы, а местами встречаются агатоидные прожилки, секущие как стволы, так и вмещающие породы, представленные молочно-белым, реже розовым агатом (халцедоном).

Какая-либо вулканическая или гидротермальная деятельность к этому времени в прогибе затухает, и процесс окременения можно связать лишь со своеобразными физико-химическими условиями породообразования. Любопытно, что на этом же уровне развито урановое оруденение ("ролы") и своеобразная полиметаллическая минерализация в виде кристаллов галенита среди зерен песчаника - древний шлик и обогащение стволов деревьев свинцом и в меньшей степени цинком. Иногда отмечается медная минерализация. Насколько известно по литературе, окременелые стволы такого возраста ранее не отмечались. Их декоративные и поделочные свойства значительно уменьшаются из-за счет интенсивной трещиноватости, слишком темного цвета, затушевывающего рисунок древесины, но в целом в ограниченном количестве они могут быть использованы для поделок. Кроме того, сами стволы в условиях полупустынной открытой местности южных склонов Танну-Ола (Овюрский кожуун Республики Тува) являются уникальным памятником природы.



МИНЕРАЛОГИЯ ОТВАЛОВ ЧУСОВСКОГО МЕТАЛЛУРГИЧЕСКОГО ЗАВОДА

Исследования минералогии искусственных материалов начались в 19 в. (работы Д. Гаусмана, Я. Фогта, Д.И. Курнакова, А.П. Карпинского, В.И. Вернадского и др.). В 40-е гг. нашего столетия отечественными учеными-петрографами Д.С. Белянкиным, Б.В. Ивановым, В.В. Лапиным было сформировано новое направление, занимающееся изучением искусственных материалов, - петрография технического камня. Сегодня это направление развивается в рамках экспериментальной и технической минералогии и петрографии, результаты работ применяются в практической деятельности научно-исследовательских институтов и заводских технологических лабораторий.

Складирование искусственных образований в поверхностной части литосферы приводит к химическому и физико-химическому перерождению вещества и возникновению новых минеральных видов. Изучение этих процессов с начала 80-х гг. оформляется в особое научное направление – минералогия техногенеза. Объектами исследований ученых этого направления являются минералы в отвалах горнодобывающих предприятий, отложениях сточных вод, накипях и осадках нефтепромыслового оборудования, коррозии металла и продуктах разрушения строительных материалов в городах и т.д.

Естественнонаучным институтом при Пермском университете в рамках работы по оценке влияния отвала Чусовского металлургического завода (ЧМЗ) на водные объекты проведен отбор проб вещества отвала для рентгеноструктурного анализа. ЧМЗ является предприятием полного цикла «чугун-сталь-прокат» и специализируется на выпуске проката для автомобильной промышленности, рессор для машин, пентаоксида ванадия и феррованадия. Отходы производства складываются в отвале, который расположен в месте слияния рек Усьвы и Чусовой на высокой пойме и I надпойменной террасе. Отсыпка отвала ведется с 1939 г. В течение многих десятилетий здесь складировались доменные шлаки, шлаки от плавки феррованадия, химические отходы ферросплавного производства. В настоящее время сюда вывозится также производственный, строительный и бытовой мусор.

Образование металлургических шлаков происходит при выплавке металла за счет руды (или исходного предельного металла) и флюсов, вводимых в шихту, для связывания и удаления из руды неметаллических примесей. Нередко при этом в состав шлака попадают минеральные вещества топлива, а также элементы огнеупоров печей, поэтому они обладают крайне сложным вещественным составом. Преобладающими минералами шлаков являются силикаты, соединения трех- и двухвалентных элементов типа $RO \cdot R_2O_3$, оксиды двухвалентных (пе-

риклаз, вюстит) и четырехвалентных элементов (кристобалит и тридимит). Наряду с минералами, выделившимися из расплава, встречаются в шлаках еще и случайные экзогенные минералы, попадающие в шлак из шихты, огнеупора печей (кварц, периклаз, известь и др.). Поступая в окружающую среду, шлаки подвергаются процессам выветривания, которые ведут к образованию вторичных минералов: портландита, кальцита, гиббситя, гидроксидов железа, серы, гипса, опала и др.

Для исследований были взяты 5 проб из пород отвалов, отличающихся по визуальным характеристикам. Рентгенструктурный анализ показал, что в составе пород отвала значительную роль играют оксиды двух- и трехвалентного железа в форме вюстита, гематита и магнетита (содержания 19,6, 38,8 и 59,4 % соответственно). В значительных количествах присутствуют оксиды, гидроксиды и карбонаты Са и Mg, что связано с особенностями технологического процесса - использованием известковых флюсов, поступлением ионов кальция и магния из шихты и огнеупоров, а также вторичным минералообразованием в отвале. Среди этой группы определены: портландит (до 84,6%); периклаз (до 56,7%); брусит (до 3,4%); кальцит (до 11,3%); арагонит (до 3,1%); доломит (до 1,7%); магнезит (до 0,3%); брейнерит (до 1,3%). Карбонаты отмечены во всех пробах.

Типичные шлаковые минералы представлены геленитом (содержание до 10,3 %), тридимитом (до 4,8 %) и кристобалитом (до 7,9 %), муллитом (до 7,6 %). Во всех пробах присутствует кварц (содержание 0,3-46,5 %). В отдельной пробе отмечены: альбит (до 0,7%), микроклин (до 0,3%), амфиболы (до 1,2%).

В соответствии с преобладающими минералами состав исследованных проб характеризуется следующими ассоциациями: гематит(13%)-магнетит(13%)-кварцевой(47%); гематит(10%)-вюстит(20%)-магнетитовой(60%); кальцит(11%)-портландитовой(85%); геленит(10%)-кварц (13%)-периклазовой (57%); периклаз (33%) - гематитовой (39%).

Отвал оказывает влияние на минеральный состав донных отложений рек Усьвы и Чусовой. Вследствие размыва речными водами и поверхностным стоком, а также развеивания, вещества отвала частично поступают в реки и переносятся водным потоком. В районе отвала в составе алеврито-глинистых осадков р.Чусовой в значительных количествах содержатся магнетит, вюстит и гетит (суммарное содержание до 10,9%). В составе песков присутствуют металловидные шлаковые частицы (содержание до 30,5%), керамические и стекловатые частицы (0,6-0,9%). Как показали результаты проведенного нами исследования, аналогичные образования присутствуют в донных отложениях рек многих крупных промышленных центров Урала, где существует металлургическое производство (Нижний Тагил, Екатеринбург, Челябинск и др.).

ОСНОВНЫЕ МИНЕРАЛЫ, ОБРАЗУЮЩИЕСЯ ПРИ ИЗМЕНЕНИИ МЕТАЛЛИЧЕСКИХ ПРЕДМЕТОВ НА СОЛЯНЫХ ОТВАЛАХ

В ходе добычи и переработки калийных солей на Верхнекамском месторождении в течение короткого времени формируются соляные отвалы, сложенные на 95-96 % галитом. Образовавшиеся таким образом геологические тела находятся в постоянном изменяющемся взаимодействии с окружающей средой, что приводит к значительному изменению их морфологических, структурных и химических особенностей. Наиболее существенные изменения минерального состава претерпевают металлические предметы, попавшие в зону воздействия отвалов.

Причем скорости этого процесса весьма велики. Нами установлены следующие минералы, образующиеся при минерализации основных технологических металлов.

Железо. Скорость разрушения столь велика, что железные предметы постоянно "шелушатся", образуются ореолы охристых продуктов изменения. Путем съемки рентгенограмм и мессбауэровских спектров установлено, что они состоят из тонкой смеси гетита, гидрогетита, акаганеита, лепидокрокита, очень редко – гематита. Степень кристалличности вещества очень низкая, эффекты на рентгенограммах слабые и широкие. Встречаются пробы, полностью сложенные рентгеноаморфным веществом. Исходная форма детали не сохраняется.

Медь. Скорость замещения медных предметов зависит от влажности среды и наличия непосредственного контакта с солями. Контакт с сырой массой приводит к быстрому полному замещению металла вторичными минералами, в то время как на незначительном расстоянии образуется лишь тонкий порошокатый налет атакамита, иногда - тонкая черная пленка куприта и вследствие этого металл сохраняется долгое время. Практически повсеместно продукты изменения сложены атакамитом. Формы выделения весьма разнообразны: от землистых порошокатых масс светло-зеленого до отдельных прозрачных зерен бутыльно-зеленого цвета. В одной пробе встречен редкий карбонат натрия и меди хальконатронит, но его образование связано очевидно с ацетатной коррозией.

Цинк. Так же подвержен быстрому разрушению на отвале. Замещение металла приводит к значительному увеличению объема детали. Образуются плотные белые фарфоровидные массы, состоящие в основном из цинкита с примесью небольшого количества гидроксихлорида цинка симонколеита. Симонколеит встречается также в продуктах изменения латунных деталей. Селективная коррозия латуны на отвале приводит к выносу цинка в растворимой форме и переотложению металлической меди. Этот процесс назван обесцинкованием латуны.

Алюминий. Продукты изменения алюминиевых предметов на соляных отвалах обладают очень слабой адгезией к поверхности, легко отделяются от детали и выносятся. Поэтому крупных скоплений вторичных минералов алюминия

обычно не наблюдается, хотя коррозия идет порой весьма интенсивно. Небольшие порции новообразований задерживаются в глубоких отверстиях детали, коррозионных питтингах и других труднодоступных участках. Это белые рыхлые агрегаты, состоящие из тонкой смеси гидрооксидов гиббсита, нордстрандита и байерита. В сухую погоду на поверхности алюминиевых предметов образуется большое количество бесцветных, слегка опалесцирующих округлых образований, нередко полых внутри. Они также сложены гидрооксидом алюминия, однако абсолютно рентгеноаморфны.

Свинец. Наиболее распространенным минералом, образующимся при изменении свинцовых предметов, является котуннит, который представляет собой светло-серые плотные массы, хорошо сохраняющие исходную форму детали. Увеличение объема при этом не столь значительно, как у меди или цинка. В условиях апетатной коррозии с котуннитом ассоциируют карбонат-хлорид фосгенит и гидроксхлорид лаурионит, слагающие белые порошковатые массы.

Из перечня основных коррозионных минералов хорошо видно, что, несмотря на присутствие большого количества такого сильного активатора, как ион хлора, число хлорсодержащих минералов невелико, практически повсеместно преобладают кислородсодержащие соединения.

С.С. Потапов

Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс

ПРОБЛЕМА ИМИТАЦИИ ТЕНГИЗИТА ДРУГИМИ ТЕХНОГЕННЫМИ МИНЕРАЛЬНЫМИ ПРОДУКТАМИ

Проблема имитации (подделывания, воспроизведения, фальсификации) драгоценных камней уходит корнями в глубь истории. Еще древние египтяне первыми стали фальсифицировать дорогие камни путем изготовления имитаций из стекла и глазури [9, 12]. В своей практике продвижения нового техногенного продукта - тенгизита на ювелирный рынок пришлось столкнуться с весьма необычным для столь относительно недорогого камня фактом фальсификации его в ювелирных изделиях металлургическими шлаками и стеклами.

Тенгизит - новый ювелирно-поделочный камень из зоны плавления пород около горевшей нефтяной скважины [3, 5-8, 11]. По химическому составу является аналогом обсидиана андезит-дацитового состава с высоким содержанием кальция и железа. Характер распределения последнего и его координационная позиция в структуре камня, а также следы перемешивания и течения в поверхностной зоне озера расплава обуславливают редкую для природных камней цветовую гамму в глубоких синих и черных тонах и текстурные особенности: пloyчатость как у чароита; массивную и прожилково-сфероидальную текстуры за счет раскристаллизации оливково-зеленых агрегатов волластонита и диопсида. Согласно классификации Е.Я. Киевленко и др. [1], мы относим тенгизит к группе ювелирно-поделочных камней II порядка, в которую, для примера, входят агат, родонит,

обсидиан. Тенгизит можно использовать для изготовления брошей, колец, браслетов, сережек и других ювелирно-художественных изделий [4, 10].

Для отличия тенгизита в ювелирных изделиях от похожих на него фальсификаций из шлака, стекла и смальты приводим его **сертификационные характеристики**:

минеральный состав - силикатно-кальциевая стекловатая матрица с кварцем, диопсидом, волластонитом, анортитом, магнетитом и менее развитыми тридимитом, халцедоном, хлоритом;

структура - витрофировая, местами кристаллически-зернистая; *текстура* - массивная, реже сфероидальная, прожилково-сфероидальная, прожилковая, пористая;

цвет - бурый, буро-зеленый, черный, синий, голубой, серо-голубой (бирюзовый), бело-голубой плейчатый; ювелирные разности синего, черного, бело-голубого цвета (перечисление цветов приведено в порядке уменьшения качества камня как ювелирного сырья по объективным показателям на основании данных ЭПР [2]);

декоративный рисунок - однородный массивный с чередованием цветных полос от черной через синюю к голубой, оливково-зеленые или реже бурые сферолиты и прожилки на черном и синем фоне, плейчатый рисунок как у чаройта из смятых в складки тонких чередующихся синих, голубых и белых (редко - кремоватых) полос, различные комбинации прожилково-сфероидального рисунка с массивным и плейчатым;

твердость как у обсидиана - 5-5.5 по шкале Мооса;

блеск - стеклянный; *прозрачность* - просвечивает в тонких краях толщиной до 2 мм различными оттенками бурого, буро-зеленого цвета;

излом - раковистый, камень хрупкий;

показатель преломления - 1.522 - 1.539 - выше чем у обсидиана, для которого светопреломление равно 1.48 - 1.51;

обрабатываемость - из-за большей плотности режется труднее обсидиана, массивные и плейчатые разности принимают идеальную полировку.

Тенгизит - очень редкий и красивый камень, по своим декоративным качествам не уступающий известным бразильским и мексиканским обсидианам. Поэтому даже на российском рынке цена его достаточно высока, что в перспективе делает весьма заманчивой его фальсификацию металлургическими шлаками, стеклами и смальтой подходящих расцветок и текстурных особенностей.

Библиографический список

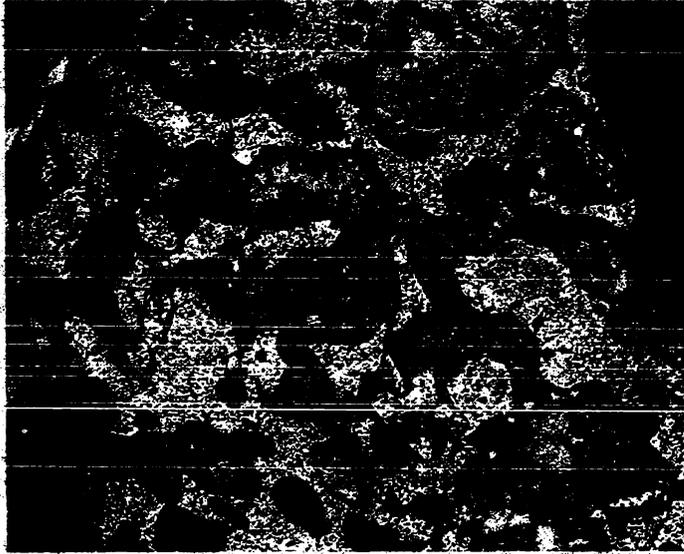
1. Киевленко Е.Я., Сенкевич Н.Н., Гаврилов А.П. Геология месторождений драгоценных камней. М.: Недра, 1974.

2. Лютнев В.П., Потапов С.С. Результаты ЭПР-исследования тенгизита - техногенного стекла из очага нефтяного пожара // Тез. докл. III регионального совещания "Минералогия Урала". Миасс: ИМин УрО РАН, 1998. Т. II. С. 9-11.

3. Потапов С.С. Тенгизит - техногенное стекло // Уральский минералогический сборник. Миасс: УрО РАН, 1994. № 3. С. 174-179.

4. Потапов С.С. Тенгизит как объект геммологии // Минералогия месторождений камнесамоцветного и поделочного сырья: Тез. докл. Годичного собрания МО РАН. СПб.: МО РАН, 1996. С. 52-53.
5. Потапов С.С. Декоративные качества тенгизита и природа его окраски // Уральская летняя минералогическая школа-96. Екатеринбург: УГГА, УрО МО РАН, 1996. С. 116-117.
6. Потапов С.С. Тенгизит - камень, рожденный в огне // Миасс: ИМин УрО РАН, 1997.
7. Потапов С.С. Рожденный в огне катастрофы // Наука Урала. 1997. № 3 (676). С. 5-6.
8. Потапов С.С. Рожденный в огне // Ювелирный мир. 1997. № 5. С. 87, 97-98.
9. Смит Г. Драгоценные камни. М.: Мир, 1980.
10. Стрельников Е.В. Тенгизит как объект геммологии: Дипломная работа. Екатеринбург: УГГА, 1997.
11. Фельдман В.И., Бычков А.М., Диков Ю.П., Кривцова Т.Я. Тенгизиты - стекла из очага нефтяного пожара // Докл. АН РФ. 1994. Т. 339, № 2. С. 239-242.
12. Шуман В. Мир камня. Драгоценные и поделочные камни. М.: Мир, 1986. Т. 2.

Петрология и ЛИТОЛОГИЯ



- Магматизм отдельных регионов
- Петрология силикатно-карбонатных расплавов, габбро-пегматитов, игнимбритов, гранитоидов
- Метаморфические процессы и комплексы
- Геометро-химический метод П.Н. Чирвинского
- Тиллиты и тиллитовидные конгломераты

О СИММЕТРИЧНОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ МАГМАТИЗМА В ЮГО-ВОСТОЧНОМ ФЛАНГЕ СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Юго-восточная часть складчатого обрамления Сибирской платформы представляет собой гигантскую сигмоиду. В ее северо-восточной части (Северное Прибайкалье) основной магматизм габбро-перидотит-пироксенитовой формации проявился в виде Иoko-Довыренской массива позднего докембрия. Северо-восточнее находятся наиболее крупные массивы граносиенитов, щелочных нефелиновых и псевдолейцитовых сиенитов (Сыннырский массив) раннего палеозоя.

Юго-западным продолжением зоны Байкальского рифта является Хубсугульская впадина. Анализ распределения в Западном Прихубсугулье основного и щелочного магматизма выявил в их пространственном размещении зональность, обратную наблюдаемой в Северном Прибайкалье. Так, интрузии габбро-перидотит-пироксенитовой формации тяготеют к центральной части Западного Прихубсугулья, а интрузии щелочных и нефелиновых сиенитов развиты в Южном Прихубсугулье. Это может свидетельствовать о сходных геодинамических обстановках в этих районах и примерно одинаковых глубинах генерации магм, что предполагает и сходство металлогенических особенностей. Поэтому в центральной части Западного Прихубсугулья можно ожидать медно-никелевое сульфидное оруденение, известное в пределах Иoko-Довыренского массива.

Вопрос об ультракалийевом магматизме и возможности формирования лампроитов с проявлениями алмазов пока остается открытым.

Проявленные магматические формации симметрично отмечаются в раннем-среднем докембрии Енисейского кряжа и Прибайкалья. Определенная симметричность намечается и в локализации кайнозойских базальтов к югу от Сибирской платформы.

Г.С. Фон-дер-Флаас
Иркутский университет

ГРАНУЛИРОВАННЫЕ БАЗАЛЬТЫ, КАРБОНАТИТЫ И ТУФФИЗИТЫ В РУДНЫХ ПОЛЯХ АНГАРСКОЙ ПРОВИНЦИИ

По материалам бурения разведочных скважин в корневой зоне железоносных диатрем Коршуновского рудного поля на уровне нижнекембрийской галогенно-карбонатной толщи (глубина 650-1200 м) выявлена апикальная часть сложно построенной залежи кальцит-базальтового и кальцитового состава. Это

крупное штокообразное тело, расщепленное на флангах на ряд пологих силлообразных апофиз протяженностью до 1,5 км от центра структуры. Ядро залежи и внутренние зоны крупных послонных апофиз (около 60% общего объема всей залежи) сложены пятнистой конгломерато- или брекчиевидной породой, состоящей на 80% из округлых, амебообразных, реже - угловатых обособлений тонкозернистого или стекловатого базальта и на 20% - из кальцитового цемента. В центре обособлений обычны гломеропорфиновые сростки плагиоклаза, изредка в сростании с клинопироксеном или оливином. Внешние зонки базальтовых обособлений осветлены и нередко окружены каемкой мелкозернистого магнетита, присутствующего также в виде вкрапленности в цементирующей кальцитовой массе. Структуры и текстуры кальцит-базальтовых пород отличаются большим разнообразием, размеры обособлений колеблются в пределах 0,01-10,0 см, но преобладают породы массивной текстуры с размерами обособлений 0,3-3,0 см.

Внешняя оболочка залежи (около 40%) сложена анхимономинеральной кальцитовой мраморовидной породой гранобластовой структуры. Наблюдается незначительная примесь мелких зерен форстерита, магнетита, апатита и пирротина. Для кальцита характерна округлая, как бы оплавленная, форма зерен. Междзерновое пространство в засолоненных разностях выполнено галитом. Между породами центральной зоны и внешней оболочки залежи наблюдаются переходные разности, в различной степени насыщенные диспергированным базальтовым материалом.

Породы кальцит-базальтового состава, по облику и составу идентичные вышеописанным, первоначально были обнаружены в Нюйско-Джербинском районе (Сибирская платформа) в виде силлов на уровне карбонатно-терригенной толщи ордовика. Они были отнесены к туффизитам, или интрузивным туфам [1]. Несколько позднее аналогичные послонные тела с четко выраженными интрузивными контактами были выявлены в надсолевой части разреза в околодиатремовом пространстве Коршуновского рудного поля. Слагающие их породы, наравне с существенно базальтовыми брекчиевыми образованиями корневых участков диатрем, также были отнесены к туффизитам.

В результате объемного картирования рассматриваемой залежи установлено, что ее послонные апофизы не являются силлами - они не имеют четких контактов и постепенно сменяют породы осадочного комплекса, все больше занимая их объем и сливаясь в единое тело по мере продвижения к центру структуры. Поэтому механизм обычного внедрения туффизитов в готовые полости, удовлетворительно объяснявший формирование диатрем и силлов, оказался неприменимым к условиям формирования данной залежи. Наиболее реальным объяснением способа ее возникновения представляется многократное внедрение базальтового расплава по системе надочаговых магмоподводящих трещин на уровень нижнего кембрия. Тепловая энергия внедряющегося расплава обусловила на локальном участке плавление галита и кальцита с образованием внутри эвапоритовой толщи, под полутора-двухкилометровым экраном вышележащих осадочных пород, расщепленной по флангам периферической магматической камеры. В камере проис-

ходило взаимодействие базальтового расплава с галогенно-карбонатным. Высокотемпературный базальтовый расплав ($t = 1150-1200^{\circ}\text{C}$) на контакте с более низкотемпературным карбонатно-солевым (t пл. галита = 800°C) за счет перепада температур претерпевал интенсивную грануляцию с образованием эмульсионной смеси силикатных капель-гранул в карбонатно-солевом расплаве. Такой механизм позволяет объяснить появление крупных тел кальцит-базальтового состава - гранулированных базальтов - на месте галогенно-карбонатной толщи, а существенно кальцитовые породы обрамления залежи при такой трактовке следует рассматривать как карбонатиты, возникшие в результате реоморфического плавления осадочных карбонатов.

Послойные инъективные тела кальцит-базальтового и кальцитового составов в вышележащих толщах являются перемещенными интрузивными фациями, внедрившимися из периферической камеры в полости межслоевых срывов, т.е. тоже должны рассматриваться как гранулированные базальты и карбонатиты, соответственно, и только диатремы, сформировавшиеся в результате прорыва к поверхности эмульсионной силикатно-карбонатной расплавной смеси и ее взрывообразного вскипания в условиях резкой декомпрессии, сложены собственно туффизитами (интрузивными туфами) [2]. В отличие от гранулированных базальтов, имеющих однородный кальцит-базальтовый состав и практически лишенных ксеногенной примеси, за исключением обломков долеритов ранних фаз внедрения, туффизиты могут быть в разной степени насыщены обломочным материалом прорванных диатремой вмещающих пород.

Библиографический список

1. *Мисайтис В.Л., Михайлов М.В., Селивановская Т.В.* Вулканизм и тектоника Патомско-Вилойского авлакогена // Тр. ВСЕГЕИ. Новая серия. М.: Недра, 1975. Т. 192. 182 с.

Cloos H. Bau und Tätigkeit von Tuffschloten an dem Schwabischen Vulkan // Geol.Rundschau. 1941. Bd. 32. P. 709-800.

И.И. Чайковский

Пермский университет

КИМБЕРЛИТ-КАРБОНАТИТОВАЯ ЛИКВАЦИЯ В ВУЛКАНИТАХ ГОРЫ БЛАГОДАТЬ (Первая находка на Урале)

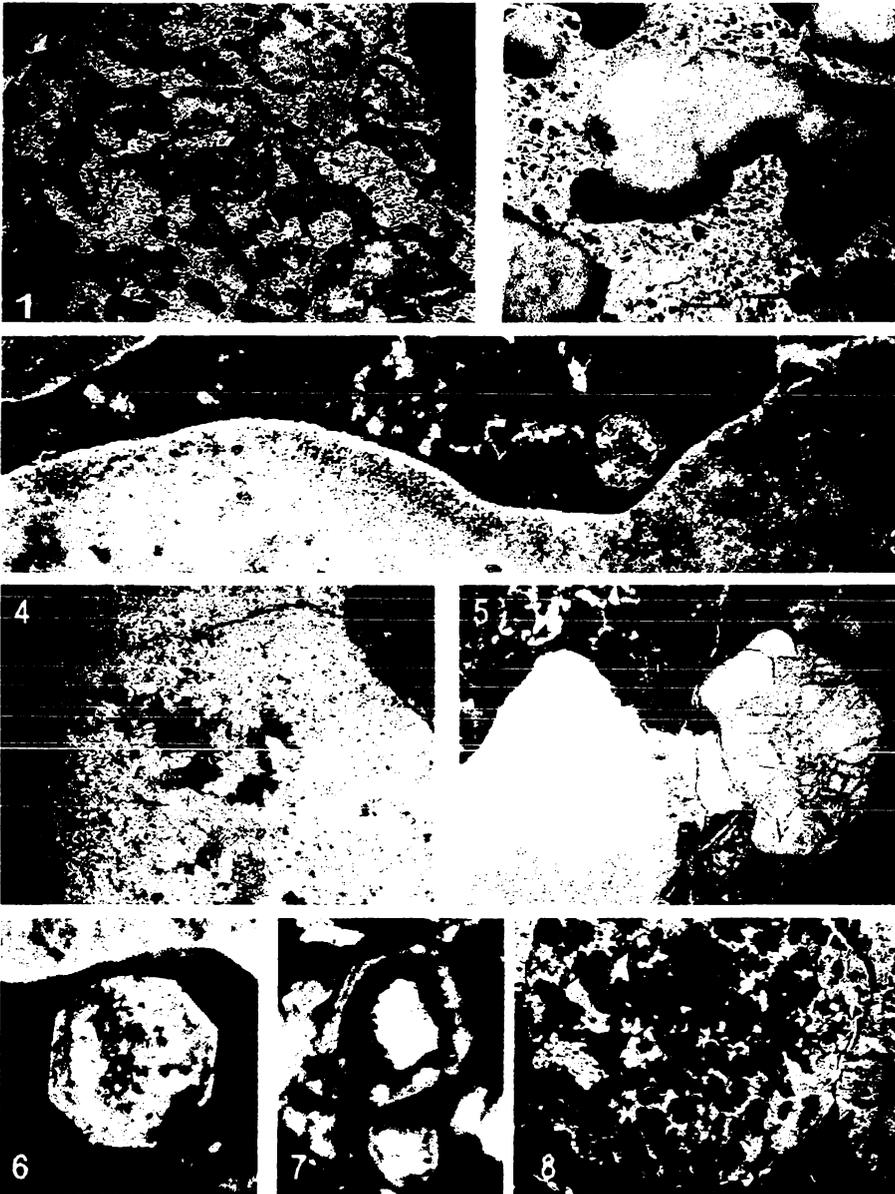
В 1984 г. К.П. Казымов в аллювии р. Чикман близ благодатского комплекса наряду с обломками трахибазальтов встретил обломок размером $5 \times 10 \times 15$ см со сглаженной поверхностью. В данном образце по минералогическому составу и структурно-текстурным особенностям четко выделяются три фазы: карбонатит (55,5 об.%), кимберлит (39,5 об.%) и псевдоминдалины (5 об.%).

Кимберлитовая фаза характеризуется зеленовато-голубой окраской, массивной и порфировой текстурой. Порфиновые выделения представлены идиоморфными кристаллами флогопита (25,3 об.%) и оливина (20,3 об.%). Те и другие имеют двумодальное распределение размеров вкрапленников (0-0,4 и 0,5-10 мм). Кристаллы оливина замещены по периферии серпентином, в центре – карбонатом и магнетитом, а флогопит – серпентин–гематитовым агрегатом. Основная связующая масса кимберлита составляет 54,4 об. %. Она сложена неясно флюидальным криптокристаллическим серпентином, пронизанным крупными (до 2,5 мм) ситовидными метакристаллами кальцита.

Карбонатитовая фаза образует каплевидные выделения размером 2-15 мм, которые часто соединены перемычками. Уплотненно-вытянутая форма капель придает образцу в целом флюидально-направленную текстуру. Карбонатные выделения зональны. По периферии наблюдается кайма шириной 0,01-0,005 мм, сложенная закалочным шестоватым кальцитом, ориентированным длинными осями зерен перпендикулярно контакту. Далее следует афанитовый (0,001-0,005 мм), практически не гаснущий в скрещенных николях, массивный агрегат кальцита, который в краевой части обогащен микроскопическими кристаллами измененного флогопита. Изредка в центральных частях «капель» отмечаются участки более крупнозернистого «пегматоидного» (до 0,25 мм) кальцита с интерстициальным серпентином. Иногда эти пегматоидные образования отжимаются в виде микродиалитов или слагают округлые самостоятельные обособления (псевдоминдалины), связанные с материнской карбонатитовой фазой тонкими прожилками. Размер псевдоминдалин варьирует от 1,5 до 2,5 мм. Они сложены нарастающими на стены идиоморфными ромбоэдрами кальцита и тонкозернистым серпентином и хлоритом, выполняющими оставшуюся полость. Вокруг миндалин фиксируются зоны осветления, обусловленные значительным развитием в основной массе (ситовидных) метакристаллов кальцита.

Аналогичный пример кимберлит–карбонатитового расщепления впервые в мире описан Доусоном и Хоторном в 1973 г. в расслоенном Нижнем силле месторождения Бенфонтейн. На Урале (и в России?) подобные случаи ликвации неизвестны.

Преобладание флогопитовых порфиров над оливиновыми свидетельствует о том, что дифференциации подверглась магма, отвечающая по составу слюдястым кимберлитам, для которых характерны повышенные содержания K, Ti, Al и Fe. Обогащенность легкоплавкими мантийными компонентами, а также насыщенность карбонатитовой составляющей (более 60,5 об. %) отражают принадлежность данных пород к дайковой фации кимберлитов, характерной для краевых частей платформ (Харьков, 1975).



Взаимоотношения кимберлита, карбоната и слагающих их минералов:

1- карбонатитовые ликвационные обособления в кимберлите; 2 - карбонатитовая "капля" (1 с каймой, обогащенной тонкодисперсным флогопитом); 3 - закалочные структуры в краевой части карбонатитового обособления; 4 - пегматоидные участки в центре карбонатитовых обособлений; 5 - микродиазир пегматоидного расплава в кимберлите; 6,7 - серпентин-кальцит магнетитовые псевдоморфозы по оливину; 8 - метасоматический пойкилокристалл кальцита развивающийся по кимберлитовому базису

Взаимоотношения между минералами позволили восстановить следующую последовательность и стадийность их образования (таблица).

Стадийность образования минералов из исходного расплава

<i>Магматическая стадия</i>		<i>Позднемагматическая (пегматитово- пневматолитовая) стадия</i>	<i>Гидротермально- метасоматичес- кая стадия</i>	
<i>Первичный расплав Образование зародышей флогопита- 1, оливина-1</i>	<i>Ликвация</i>	<i>Карбонатитовый расплав</i>		<i>ситовидный каль- цит-3, серпентин, кальцит, магне- тит и гематит по оливинову и флого- питу</i>
		<i>Афанитовый кальцит -1</i>	<i>Кальцит 2 и серпентин псевдоминдалин</i>	
		<i>Кимберлитовый расплав</i>		
		<i>Флогопит-2, оливин-2,</i>	<i>Кринокристаллический серпентин основной массы</i>	

Проявившиеся ликвация, пегматитово–пневматолитовые и метасоматические процессы отражают предельно высокое содержание углекислоты в первичном кимберлитовом расплаве.

Кимберлиты и карбонатиты были открыты и изучены А.М. Зильберманом и др. в 1976–1978 гг. среди вулканитов благодатского комплекса. Место этих пород в выделенной авторами (вулканогенно–осадочной) трахибазальт–щелочно–ультраосновной формации во многом осталось невыясненным. Ими установлено, что в комплексе наряду с толентовыми и щелочными базальтами представлены карбонатиты, слагающие пластовые залежи (обычно в кровле), и брекчии щелочно–ультраосновных пород, в которых кимберлиты присутствуют лишь в виде обломков и измененного материала основной массы.

Изученный выше образец свидетельствует о том, что кимберлиты и карбонатиты образовались из единого расплава. Поскольку на г. Благодать кимберлиты представлены в основном измененными брекчиями щелочно–ультраосновных пород, вполне возможно, что высокое содержание углекислоты обеспечило не только разделение расплава, проявление пегматитово–пневматолитовых и метасоматических процессов, но и взрывную разгрузку с брекчированием в приповерхностных условиях. Вероятно, что проявленные в субогласном теле вулканитов элементы слоистости, принимаемые ранее за признак вулканогенно–осадочной природы, являются результатом растекания туфово–газовой смеси вдоль контактов стратифицированных комплексов. Подобные процессы дифференциации широко отмечаются в силловидных телах Полкововско–Колчимского поднятия.

СТРУКТУРНАЯ И ВЕЩЕСТВЕННАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ПЛАТФОРМЕННЫХ АЛМАЗОНОСНЫХ И ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Коренные алмазоносные и железорудные месторождения наиболее широко распространены и детально изучены на Сибирской платформе. Эти объекты характеризуются общностью парагенеза: те и другие локализованы в структурах диатремовой ассоциации (СДА), объединяемых в обособленные поля, узлы, районы. СДА являются субвулканическими структурно-вещественными комплексами, связанными по месту, времени и механизму формирования с интрузивной и фреато-эксплозивной деятельностью флюидизированных мантийных магм лампрофирового типа на глубине менее 1.5 км.

Железоносные СДА связаны с одной из последних фаз траппового магматизма. Многократное внедрение субщелочного базитового расплава на уровень нижнекембрийской эвапоритовой толщи привело к ее локальному плавлению и формированию периферических магматических камер (ПМК), в которых образовалась эмульсионная силикатно-карбонатная расплавная смесь (Фон-дер-Флаас, настоящий сборник). За счет ассимиляции силикатным расплавом диссоциированной магнезиальной составляющей доломита шло вытеснение закисного железа в виде самостоятельной расплавной оксидной фазы, дающей начало высокотемпературным рудам месторождений.

Эволюция ПМК обусловила развитие ряда частных элементов СДА. Так, появление куполовидных вздутий над кровлей разраставшихся ПМК способствовало возникновению радиальных крутопадающих рудолокализирующих трещин отрыва. Удаление значительных объемов галита и углекислоты приводило к формированию мульд оседания. Подъем избыточных масс рудно-карбонатно-силикатной расплавной смеси и ее внедрение в послонные трещины предопределило становление комплексов инъективных тел. Прорыв этой смеси к поверхности способствовал формированию субвертикальных брекчиевых зон и развитию на их фоне собственно диатрем, выполненных рудоносными туффизитами. В зависимости от масштаба и стадийности структурообразующих процессов, протекавших на фоне различной протектонической подготовленности вмещающей толщи, возникали разные типы диатрем: криповулканические структуры, диатремы, связанные с полузакрытыми эксплозиями, близповерхностные диатремы ранних эксплозий, глубококорневые многофазные "зрелые" диатремы. На постмагматическом этапе происходило формирование мощных зон метасоматитов, гидратация силикатов и регенерация части высокотемпературного магнетита, а также формирование участков метасоматических руд и гидротермальных рудных прожилков. На эпигенетическом этапе дренирование диатрем подземными

водами сопровождалось просадками в диатремах, переотложением карбонатов и сульфатов совместно с терригенным материалом в наддиатремовых депрессиях с формированием конседиментационных чашеобразных структур. Одновременно продолжалось дальнейшее углубление околодиатремовых мульд оседания.

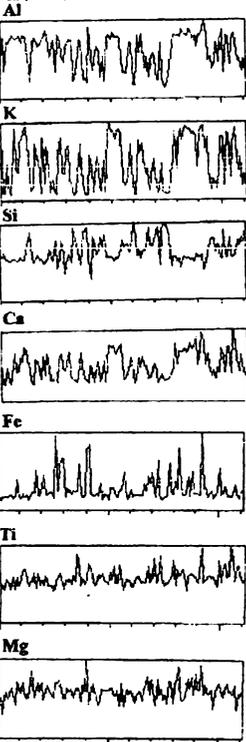
Алмазоносные СДА по условиям сохранности алмазов не могут образовывать промежуточные камеры. Они состоят из подводящих каналов (жил, даек), которые в приповерхностных условиях преобразуются преимущественно в многофазные диатремы. Источником протокимберлитового субстрата служат первичные магматические очаги частичного плавления мантийного заложения.

Эволюция трубочного канала заключалась в постепенном преобразовании трещинного подводящего канала в относительно изометричный, в слиянии нескольких подводящих каналов в единый. Начальные фазы внедрения кимберлитового флюида обладали способностью производить дробление за счет поверхностно-активных компонентов карбонатного и щелочного состава. Таким образом, ведущим механизмом дробления в объеме трубки предполагается механизм флюидного брекчирования, представляющий собой разностороннее механическое и химическое взаимодействия кимберлитового флюида с породами. При этом способность флюида брекчировать проявлялась еще на дотрубочных глубинах, что выражалось в дезинтеграции и захвате пород как верхней мантии, так и кристаллического фундамента в виде ксенолитов. Вторым по значению являлся фреатический механизм дробления вмещающих пород, проявляющийся при встрече восходящего потока кимберлитового расплава с вадозными водами и рассолами, широко распространенными в осадочном чехле платформы. Имеются прямые наблюдения серпофитизированных столбов кимберлита, насыщенных обломочным материалом явно фреатического происхождения. Фреатические взрывы носили локальный характер и не приводили к широкомасштабным выбросам породы. Следует заметить, что верхние части трубок, образующие расступы или так называемые "воронки взрыва", на самом деле обязаны не взрывам, а явлениям обрушения бортов субвертикального канала в приповерхностных условиях. На позднемагматическом этапе кимберлитовый расплав-флюид начал испытывать масштабные экзотермические реакции серпентинизации и карбонатизации, которые завершились уже в консолидированных породах и которые сопровождались резким (до 15-20%) увеличением общего объема.

Многофазность кимберлитовых трубок отражает эволюцию расплава, выражающуюся в становлении на корневых уровнях массивных разновидностей кимберлитов, характеризующихся повышенной железистостью, титанистостью, а на конечных этапах - более дифференцированных флюидизированных, обладающих большей проникающей способностью автолитсодержащих брекчий. Последние нередко дезинтегрируют и захватывают с собой обломки массивных разновидностей. Дифференциация расплава на средних и верхних уровнях трубок (и особенно в пластковых телах) выражается также в проявлении ликвационных процессов в карбонат-силикатных системах.

Заключение. Хотя в целом разные типы СДА развиваются по единой схеме, между структурами железорудных и алмазоносных месторождений имеются существенные различия. Возникновение первых обусловлено химическим и термодинамическим взаимодействием базальтоидного расплава с вмещающими осадочными толщами с образованием периферических камер. Становление алмазоносных диатрем в основном сопряжено с саморазвитием мантийного расплава-флюида и шло без образования промежуточных очагов.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ, № 98-05-64174.



Результаты сканирования расслоенного риолита Лемвинской вулканоплутонической ассоциации (выполнено на спектральном сканирующем микроскопе ISM-6400 с энергодисперсной приставкой Linc Isis-300)

И.И. Голубева

Институт геологии КНЦ УрО РАН, г. Сыктывкар

К ПРОБЛЕМЕ ОБРАЗОВАНИЯ РАССЛОЕННЫХ СТРУКТУР В ИГНИМБРИТАХ И РИОЛИТАХ

Одним из членов Лемвинской вулканоплутонической ассоциации (западный склон Урала) являются интрузивные пирокластиты, где представлены и игнимбриты [1]. Интрузивная природа последних невольно заставляет искать объяснение их генезиса. В связи с этим привлекают внимание ассоциирующие с ними риолиты с игнимбритоподобными структурами. Для этих пород типичны прерывисто-слоистые текстуры, обусловленные чередованием слоев или удлиненных линз, различающихся окраской и относительно разной размерностью слагающих их минералов. Более темные тонкозернистые слои или линзы, погруженные в светлый матрикс, пластично деформируются, и нередко на их концах имеет место расщепление или разлохмачивание на тончайшие слои подобно фьямме. Матрикс по отношению к первой застывшей порции имеет более крупнозернистую структуру, а присутствующий здесь серицит подчеркивает флюидалность породы.

Такая расслоенность наводит на мысль о разделении расплава на две несмешивающиеся фазы – ликвацию. Однако на первый взгляд кажется, что причиной такого разделения является лишь различие в содержании воды, а возможно, и других летучих компонентов, о чем свидетельствуют несвойственные обособлениям первой фазы

развитие в матриксе серицита и широкое проявление в нем процессов собирательной перекристаллизации.

Интересный механизм такого разделения предложил П.Ф. Мишин [2], объяснявший различия в содержании летучих в отдельных фазах полосчатых вулканитов неравномерной дегазацией первично-однородной лавы вследствие ее ламинарного течения.

Для проверки этого предположения, которое представляется логичным и привлекательным, нами было выполнено сканирование образцов лемвинских расслоенных риолитов на электронном микросонде по профилям, ориентированным поперек расслоенности. В результате установлено, что слои и линзы разных фаз существенно различаются не только цветом и степенью раскристаллизации, но и по содержанию таких важных петрогенных элементов, как Si, Al, Ca, K, Na (рисунок). Это свидетельствует в пользу ликвации расплава. Однако механизм ликвации, ее природа, остаются невыясненными.

По нашему мнению, первопричиной было все же разделение первичного расплава на фазы с разным содержанием H_2O и других летучих компонентов, что проявилось в различии соотношений слюды и полевых шпатов в соответствующих фазах и далее в отношениях слагающих эти минералы элементов.

Библиографический список

1. Голубева И.И. Интрузивные игнимбриты на Полярном Урале// Петрология и минералогия Севера Урала и Тимана. Сыктывкар, 1997. С.11-18.
2. Мишин Л.Ф. Породные группы и серии краевых вулканических поясов. М.: Наука, 1982. 123с.

О.В. Удорткина

Институт геологии КНЦ УрО РАН

ВОЗРАСТ ГРАНИТОИДНОГО МАССИВА МАНЬХАМБО (СЕВЕРНЫЙ УРАЛ), НОВЫЕ ДАННЫЕ

На Северном Урале, в верховьях рек Щугор и Илыч, обнажены породы крупного батолитоподобного гранитоидного массива Маньхамбо. В современном структурном плане он располагается в южной части Ляпинского мегаантиклинория (Маньхамбовский антиклинорий).

Согласно работам А.Б. Голдина, М.В. Фишмана, Е.П. Калинина, гранитный плутон сложен образованиями трех фаз: I – граниты, адамеллиты, кварцевые диориты, II – лейкограниты, аляскиты, III – аплиты, пегматиты, кварцевые порфиры. Полученный за последние два года фактический и аналитический материал подтверждает это подразделение.

Время формирования интрузива – дискуссионный вопрос. Накопленные за последние 30 лет данные, K-Ar - по минералам, Rb-Sr - по породе в целом, U-Pb - по циркону, ториту - это широкий спектр возрастов, от древнейших (1.100 млрд лет) до самых молодых (200 млн лет).

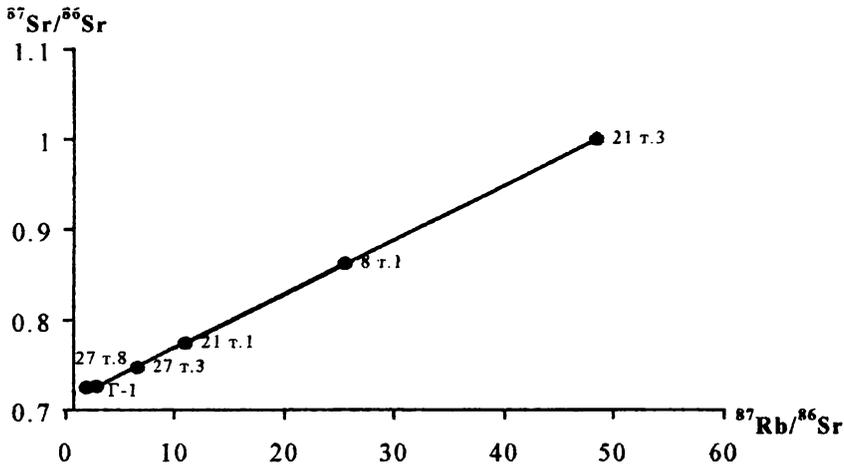
Возможно, эти данные фиксируют три различных этапа в 'жизни' интрузива - формирование и неоднократное преобразование пород (метаморфизм).

Для оценки возраста пород Rb-Sr изохронным методом были изучены следующие образцы (таблица). На Rb-Sr графике (рисунок) точки, кроме Пр-27 т8 – отвечающей гранодиориту, ложатся на одну изохрону, соответствующую возрасту 423 ± 10 млн лет. Данные получены в лаборатории геохронологии ИГ КНЦ УрО РАН В.Л. Андреичевым.

Химический (мас. %) и изотопный составы гранитоидов

Номер пробы	Rb (мкг/г)	Sr (мкг/г)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \pm 1\sigma$
Пр-21 т1	168.6	45.0	10.919	0.77436 ± 0.00007
Пр-21 т3	252.8	15.6	48.353	1.00082 ± 0.00007
Пр-27 т3	123.3	54.8	6.534	0.74725 ± 0.00010
Пр-27 т8	52.9	83.0	1.848	0.72509 ± 0.00008
Пр-8 т1	227.8	26.2	25ю511	0.86333 ± 0.00009
Г-1	132.1	163.0	2.349	0.72291 ± 0.00006

Известно, что Rb-Sr система, подверженная изменению, вполне может отвечать этапу не формирования, а преобразования пород.



Rb-Sr – изохронная диаграмма

На Rb-Sr графике экспериментальные точки большинства проанализированных проб располагаются на одной прямой, соответствующей возрасту 423 ± 10 млн лет (2σ) при значении первичного отношения стронция $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.70866 \pm 0.00081 (2\sigma)$ и СКВО=2.4.

Содержания рубидия и стронция определялись из одной навески методом изотопного разбавления с использованием трассеров ^{87}Rb и ^{84}Sr . После разложения проб смесью плавиковой и хлорной кислот концентраты рубидия и стронция выделялись на хроматографических колонках с ионообменной смолой DOWEX 50×8 (200-400 меш.). Бланки по ^{87}Rb и ^{86}Sr не превышали 0.3 нг.

Изотопный состав рубидия и стронция измерялся на масс-спектрометрическом комплексе МИ-1201Т однолучевым методом в двухленточном режиме ионизации с использованием ренийевых лент. Измеренные изотопные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ нормализовались по величине $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$ и корректировались к паспортному значению $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70801$ для изотопного стандарта стронция ГСО 3476-86. Ошибка определения отношения $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, установленная по пробе "ИСГ-1", соответствует $\pm 1.5 \%$ (2σ).

А.А. Соболева

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, г.Сыктывкар

ПРОБЛЕМА ФАЦИАЛЬНОГО РАСЧЛЕНЕНИЯ КИСЛЫХ ВУЛКАНИТОВ (НА ПРИМЕРЕ РИОЛИТОВ ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА)

Разделение кислых вулканидов эффузивной и субвулканической фаций обычно весьма затруднительно, если только не сохранено первичное строение вулканического аппарата. Эти породы имеют сходные текстуры и структуры, формирование которых обусловлено условиями охлаждения расплава, которые зависят от многих факторов – объема тел, скорости подъема магмы к поверхности, степени перегрева расплава и т.п.. Существуют признаки, позволяющие более или менее однозначно разделить субвулканические и поверхностные образования, например, столбчатая отдельность в субвулканических телах и наличие в них апофиз, пузыристая текстура лав и присутствие в них бомб и лапиллей. Эти образования различаются и на уровне структуры основной массы, обычно микрогранобластовой в субвулканических риолитах и микропойкилобластовой или сферолитовой в эффузивных [1].

В сильно эродированных областях (таких как Урал) зачастую не только вулканиды разных фаций, но и гранитоиды выведены на один эрозионный срез. В этом случае нельзя с уверенностью судить об обстановке формирования вулканидов, однако использование геохимических данных может позволить выстроить ряд глубинности образования комагматичных пород, то есть подметить вертикальную геохимическую зональность в системе плутон-вулкан.

В процессе исследования особенностей доордовикских риолит-гранитных вулканоплутонических ассоциаций было выявлено, что общим для них является присутствие риолитов двух структурных типов – редкопорфировых и обильнопорфировых и сделано предположение о принадлежности их к эффузивной и субвулканической фации соответственно. При этом субвулканическая фация идентифицируется местами достаточно уверенно (как, например, на хребте Малдынырд) по наличию столбчатой отдельности и апофиз риолитов во вмещающих породах. В других местах (водораздел Большой Хаймы и Лево́й Грубею, хребет Тынагота-нырд) таких признаков нет, и выделение субвулканической фации весьма условно. Доказательств существования эффузивной фации вообще почти не обнаружено, за исключением участков переслаивания с пирокластическими породами (на хребте Малдынырд).

Геохимические исследования дали дополнительные свидетельства существования различных условий формирования редкопорфировых и обильнопорфировых риолитов. При одинаковой в целом геохимической специализации в риолитах (особенно в редкопорфировых) по сравнению с гранитами накапливаются Y, As, Sb, Hf, редкие земли (из них больше тяжелые и средние). В редкопорфировых риолитах максимально содержание Zr, в обильнопорфировых – Cu и Au. В направлении редкопорфировый риолит → обильнопорфировый риолит → гранит увеличивается количество Co и Ba. В гранитах максимально содержание Se и U. Коэффициенты центробежности и силичности Ю.Г. Щербакова [2] возрастают, например, в Малдинской риолит-гранитной ассоциации от 0.83 и 0.86 в гранитах до 0.85 и 0.87 в обильнопорфировых риолитах и далее, до 0.89 и 0.92 в редкопорфировых риолитах, что, вероятно, отражает уменьшение глубины формирования пород в этом ряду.

Таким образом, выявляемая вертикальная геохимическая зональность в системе плутон–вулкан может быть приложена в совокупности с другими данными к решению проблемы фациального расчленения кислых вулканитов.

Библиографический список

1. Коптев-Дворников В.С., Яковлева Е.Б., Петрова М.А. Вулканогенные породы и методы их изучения. М.: Недра, 1967.
2. Щербаков Ю.Г. Геохимия в металлогеническом анализе. // Геохимия рудообразующих систем и металлогенический анализ. Новосибирск: Наука, 1989. С.190-205.

К.В. Куликова

ИГ Коми НЦ УрО РАН, г.Сыктывкар

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ГЕОХИМИИ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ЭКЛОГИТОПОДОБНЫХ ПОРОД МАРУНКЕУССКОГО КОМПЛЕКСА ПОЛЯРНОГО УРАЛА

Марункеусский полигенный эклогит-амфиболит-гнейсовый комплекс трактуется как выступ докембрийского фундамента. Структура комплекса имеет

чешуйчато-блоковое строение, где слабодислоцированные перидотит-габбровые (местами эклогитизированные) блоки погружены в гнейсовый, с изоклиальной складчатостью, матрикс, разбитый взбросо-надвигами субмеридионального простириания (Тишин, 1996). Для матрикса характерно чередование кварц-полевошпат-мусковит-амфиболовых гнейсов, амфиболитов и их эклогитизированных разностей.

Нами были получены данные по составу редкоземельных элементов следующих групп пород: кварц-полевошпат-мусковитовых пород - 74б, 79; перидотитов - 69а; апоперидотитовых эклогитов - 69; габброидов - 67а; эклогитизированных габбро - 67в; криптозернистых жильных эклогитов - 76а, 80а, 80д; пироксенитов - 80; цоизит-амфиболовых гнейсов - 65а; амфиболовых эклогитов - 66, 72б, 74, 76. Содержания элементов (г/т), полученные методом INAA в ГЕОХИ РАН, приводятся в таблице:

	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
65а	0.52	1.19	0.16	0.72	0.20	0.092	0.37	0.07	0.48	0.13	0.42	0.073	0.4	0.097
66	1.35	3.21	0.46	2.22	0.66	0.300	0.96	0.15	0.92	0.22	0.62	0.096	0.54	0.091
67а	1.49	3.20	0.39	1.80	0.41	0.490	0.63	0.11	0.69	0.17	0.5	0.08	0.48	0.088
67в	1.33	3.80	0.66	3.87	1.72	0.610	2.20	0.31	1.76	0.37	0.96	0.14	0.69	0.11
69	0.30	0.76	0.11	0.56	0.18	0.190	0.30	0.048	0.31	0.07	0.22	0.034	0.19	0.035
69а	0.63	1.29	0.15	0.62	0.13	0.240	0.22	0.043	0.31	0.09	0.29	0.056	0.4	0.08
72б	2.50	4.97	0.58	2.30	0.47	0.230	0.79	0.14	0.89	0.22	0.69	0.115	0.69	0.13
74	0.84	2.50	0.46	2.77	1.32	0.490	1.77	0.26	1.55	0.35	0.92	0.14	0.72	0.12
74б	31.90	64.60	7.30	29.70	5.78	1.100	6.40	0.89	4.75	1	2.5	0.35	1.71	0.26
76	2.10	4.50	0.60	2.72	0.88	0.110	0.95	0.15	0.87	0.19	0.54	0.08	0.45	0.072
76а	0.73	2.15	0.38	2.35	1.10	0.061	1.63	0.26	1.7	0.37	1.08	0.17	0.95	0.17
79	31.00	68.50	8.70	38.00	9.51	1.430	11.20	1.68	9	1.92	5.1	0.69	3.8	0.57
80	2.65	5.10	0.59	2.40	0.47	0.047	1.90	0.28	1.61	0.35	0.91	0.13	0.69	0.11
80а	1.00	2.62	0.42	2.28	0.86	0.260	1.51	0.27	1.81	0.47	1.51	0.26	1.69	0.33
80д	1.50	4.20	0.71	4.02	1.74	0.570	2.71	0.43	2.7	0.61	1.79	0.28	1.61	0.28

Можно отметить несколько особенностей поведения редкоземельных элементов. Породы матрикса характеризуются весьма разнообразными спектрами распределения РЗЭ, отражающими неоднородность его строения. В этой группе особенно четко обособляются кварц-полевошпат-мусковитовые породы - по высокой суммарной концентрации редкоземельных элементов, по резкому преобладанию легких земель над тяжелыми и отрицательной аномалии европия, что характерно для континентальных гранитоидов.

В зависимости от характера распределения лантаноидов внутри слабодислоцированных блоков выделяются три группы пород. Во-первых, это незатронутые эклогитизацией перидотиты и габброиды, в ряду которых с

уменьшением основности возрастает суммарное содержание редких земель, а четкая положительная европиевая аномалия отражает фракционирование плагиоклаза. Во-вторых, - эколгитизированные разности первой группы, где прослеживается определенное влияние метаморфических и метасоматических процессов на поведение РЗЭ. В частности, увеличивается доля элементов цериевой группы, распределение имеет самый разнообразный характер и зависит, вероятно, от состава и количества новообразованных минералов. В-третьих, на общем фоне хорошо выделяются криптозернистые (жильные по Удовкиной, 1976) эколгиты. Их отличает преобладание тяжелых земель над легкими (La/Yb от 0,4 до 0,63) и наличие отрицательной европиевой аномалии.

Таким образом, анализ распределения РЗЭ подтверждает полигенность марункеусского комплекса - совмещение в нем блоков с континентальной корой (породы матрикса) и корой океанического типа (слабодислоцированные блоки), что однозначно устанавливается по породам, незатронутым эколгитизацией.

А.Д. Коробов, А.Ю. Пашнин

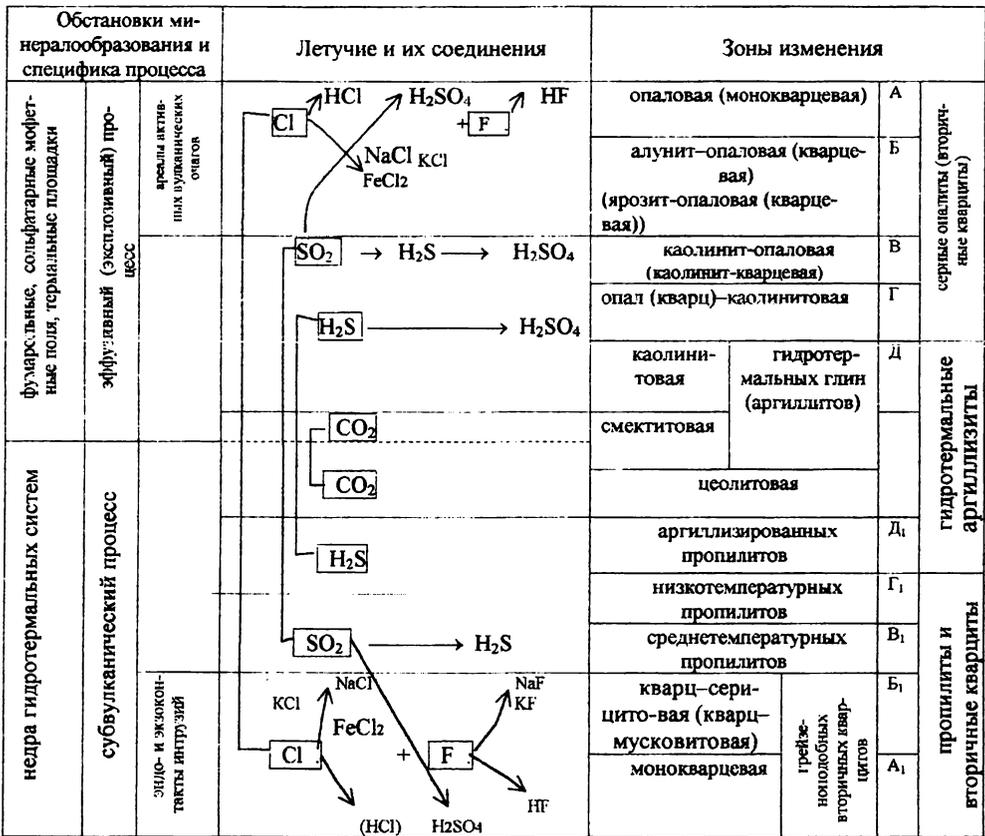
Саратовский университет

ВЗАИМОЗАВИСИМЫЕ МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ЗОНЫ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ И МЕСТО В НИХ ВТОРИЧНЫХ КВАРЦИТОВ

Вторичные кварциты являются продуктами высокотемпературного ультракислотного выщелачивания изверженных пород, которые возникают под действием агрессивных флюидов - соляной, плавиковой, серной кислот и их соединений. Значительное участие таких летучих веществ в постмагматическом процессе возможно лишь при активной дегазации мантии в подвижных структурах земной коры - зонах перехода "океан - континент". Вторичные кварциты формируются на островодужном и орогенном этапах развития подвижных зон и приурочены к вулcano-плутонам. При вулcano-плутонизме кристаллизация интрузивов и потеря летучих веществ происходят на малой глубине синхронно с вулканическим и поствулканическим процессом [5]. Летучие компоненты, одновременно покидающие вулcano-плутоны в условиях субвулканической, приповерхностной и поверхностной фации глубинности, растворяются в поверхностных и подземных водах, формируя гидротермальные растворы. Поскольку термодинамические условия отделения флюидов от силикатных расплавов эффузий и интрузий резко отличимы [3], то и синхронно возникающие магматогенные (глубинные) и вулканические (поверхностные) гидротермы также резко различаются по своим физико-химическим параметрам и преобразующим эффектам. По мнению С.И. Набоко [2] и В.И. Кононова с коллегами [4], эти растворы не эволюционируют одни в другие.

При одновременном взаимодействии поверхностных и глубинных гидротерм с вмещающими породами возникает сложно построенная метасоматическая

зональность, обнаруживающая, наряду с вертикальным, также и черты горизонтального строения. Она может быть представлена отдельными парами метасоматических зон (глубинных и поверхностных), каждая из которых обязана своим происхождением одному и тому же определённом набору летучих компонентов (рисунок, А - А₁; Б - Б₁; В - В₁; Г - Г₁; Д - Д₁). Наличие такой генетической парности (глубинных и поверхностных "половин") определяет их взаимозависимость или корреляцию, при которой одна отдельно взятая зона не может существовать без другой [1]. Однако реальные геологические условия нередко нарушают эту закономерность. Исключением являются монокварцевая и моноопаловая зоны вторичных кварцитов, которые вне зависимости от глубины, возникали в тождественных условиях ультракислотного выщелачивания.



Роль магматических эманаций в формировании взаимозависимых метасоматических зон (принципиальная схема)

Библиографический список

1. Коробов А. Д. Гидротермальный литогенез в областях наземного вулканизма: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. М.: ГИН РАН, 1995. 44 с.
2. Набоко С.И. Химические типы вулканических вод // Гидротермальные минералообразующие растворы областей активного вулканизма. Новосибирск: Наука. 1974. С. 8 - 14.
3. Набоко С.И. Металлоносность современных гидротерм в областях тектономагматической активности. М.: Наука, 1980. 200 с.
4. Поляк Б. Г., Кононов В. И., Гаврилина Г. Б. Взаимосвязь современной гидротермальной и тектонической активности на территории СССР // Современная тектоническая активность территории СССР. М.: Наука, 1984. С. 66 - 73.
5. Устиев В.К. Проблемы вулканоплутонизма. Вулканоплутонические формации // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1963. №12. С. 3 -30.

А.Д. Коробов

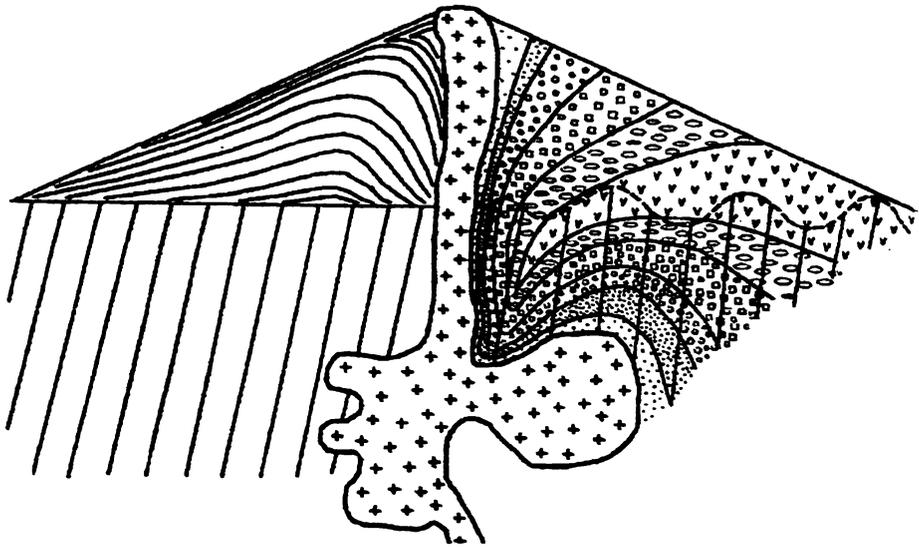
Саратовский университет

РОЛЬ ПОСТМАГМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ И ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК СЖАТИЯ КОНВЕРГИРУЮЩИХ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ В ФОРМИРОВАНИИ ВЫСОКОГЛИНОЗЁМИСТЫХ МИНЕРАЛОВ ВТОРИЧНЫХ КВАРЦИТОВ

Вторичные кварциты приурочены к активным границам литосферных плит, где господствуют субдукционные обстановки. В этих обстановках развиты вулканоплутонические явления, контролирующие гидротермально-метасоматический процесс, и напряжения тангенциального сжатия, определяющие интенсивность динамометаморфизма.

Гидротермальный процесс обусловлен участием глубинных высокотемпературных эманаций (галогенов, сернистых газов и их соединений), определивших развитие во вторичных кварцитах постоянно присутствующей группы минералов (кварц, халцедон, опал, рутил, сульфиды или (и) окислы железа, алунит (ярозит), серицит, самородная сера) независимо от тектонических типов зон субдукции. Связь гидротермальной деятельности с вулканоплутонизмом обеспечила появление корреляционных (взаимозависимых) метасоматических зон, составной частью которых являются монокварцевая и моноопаловая зоны сольфатарных и грейзеноподобных вторичных кварцитов (рисунк).

Интенсивность динамометаморфизма, определяемая геотектонической обстановкой сжатия конвергирующих литосферных плит, не оставалась постоянной в различных типах зон субдукции. Высокоглинозёмистые минералы вторичных кварцитов являются надёжными показателями относительной величины тангенциального сжатия таких зон. При эволюции островных дуг (от "юных" к "зрелым") и дальнейшем перерождении их в другой тип активных окраин - приконтинентальный андский - во вторичных кварцитах, прежде лишённых высокоглинозёмистых минералов, таковые появляются, возрастает их количество, достигая



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

	породы вулканоплутонического комплекса		опал-каолининовая зона
	стратифицированная толща центральной части вулкана		низкотемпературных пропилитов зона
	породы фундамента		каолининовая зона
	монокварцевая зона серых опалитов		аргиллизированных пропилитов
	монокварцевая зона грейзеноподобных вторичных кварцитов		сметитовая зона
	алунит-опаловая зона		цеолитовая зона
	кварц-серицитовая зона		взаимозависимые (корреляционные) зоны
	каолинит-опаловая зона		
	среднетемпературных пропилитов зона		

Принципиальная схема метасоматической зональности вулканоплутонических комплексов

промышленных концентраций, и наращивается видовой состав. Развитие идёт по схеме, отражающей последовательную направленность формирования континентальной земной коры: энсиматические островные дуги (высокоглинозёмистые минералы практически отсутствуют) → энсиалические островные дуги (пиррофиллит + диаспор + андалузит) → континентальные окраины андского типа и складчатые горные сооружения (пиррофиллит + диаспор + андалузит + корунд). Наличие определённых ассоциаций высокоглинозёмистых минералов вторичных кварцитов или факт их отсутствия (незначительного содержания) могут служить индикатором конкретных геодинамических условий подвижных зон, связанных с явлениями субдукции. Появление высокоглинозёмистых минералов во вторичных кварцитах свидетельствует о переходе пород из категории собственно метасоматических в разряд метаморфо-метасоматических.

Л.В. Шумлянский

Киевский университет им. Т. Шевченко

О ПЕГМАТИТАХ ПРУТОВСКОГО НИКЕЛЕНОСНОГО ДОЛЕРИТОВОГО ИНТРУЗИВА (СЕВЕРО-ЗАПАД УКРАИНСКОГО ЩИТА)

Прутовский интрузив представляет собой силлоподобное тело, субсогласное с вмещающими породами. Мощность его не выдержана и колеблется в пределах 110-210 м. По простиранию массив прослежен на 3 км; он полого погружается на северо-запад под углами 23-35°. Интрузив сложен оливиновыми, оливинсодержащими, реже безоливиновыми долеритами. В придонных частях иногда отмечаются кумулятивные меланогаббро и плагнопериidotиты. К эндо- и экзоконтактам тела приурочены вкрапленные и прожилково-вкрапленные сульфидные медно-никелевые руды.

Возраст интрузива, определенный уран-свинцовым методом по циркону, составляет около 2 млрд лет [1]. Массив совместно с многочисленными дайками кайнотипных долеритов, развитыми на северо-западе Украинского щита, относится к долерит-диабазовой (трапповой) формации [2].

Особенностью интрузива является широкое развитие габбро-пегматитов и пегматоидных пород, которые, неоднократно встречаясь в разрезе, слагают местами до 36% мощности тела [1]. Характерно, что эти породы отмечаются во всех частях разреза, в том числе и в нижних. Они слагают невыдержанные по простиранию шпиро- и линзообразные тела мощностью от сантиметров до десятков метров. Нередко наблюдается закономерное чередование с мелкосреднезернистыми долеритами, контакты с которыми резкие, но не рвущие. Иногда встречаются зональные пегматитовые тела.

Наиболее распространенными являются «обычные» пегматиты, ритмично переслаивающиеся с мелко-среднезернистыми долеритами интрузива и отличающиеся от последних только размерами минеральных зерен. Все остальные пегма-

титы Прутовского интрузива можно разделить на две группы – дифференцированные с накоплением железа, титана и фосфора и дифференцированные с накоплением кремнезема и щелочей.

Среди пород первой группы выделяются «ультраосновные» рудные пегматиты, сложенные зональными авгит-салитами, андезинами, переменными количествами железистого гиперстена и горнотолита, а также гастингситом, кумминктонитом, биотитом и актинолитом. В небольших количествах отмечаются кварц и кпш. Рудные минералы (до 40%) представлены магнетитом, ильменитом, сульфидами: содержание апатита достигает 10%.

«Основные» рудные пегматиты, также относимые к первой группе, отвечают по составу кварцевым габбро и габброноритам и сложены переменными количествами андезин-лабродора, авгита, гиперстена, кальциевого амфибола, оливина; в интерстициях находится до 10% гранофирового материала. Отмечаются также кварц, биотит, иногда – карбонаты. В значительных количествах встречаются магнетит, сульфиды, апатит. Породы относятся к мезомеланократовым.

Среди второй группы пегматитов, которая распространена значительно меньше, чем первая, выделяются кварцевые габбро. Эти породы состоят из андезина, клинопироксена, амфиболов, иногда – гиперстена. Интерстиции между ними насыщены кварцем и гранофиром. Нередки выделения кпш и мелкочешуйчатого биотита. Темноцветные минералы замещаются хлоритом и карбонатом. Среди аксессуарных минералов отмечаются апатит и циркон.

Крайним проявлением пегматитового процесса в Прутовском интрузиве можно считать развитие биотитовых гранитных пегматитов, слагающих центральные зоны тел кварцевых габбро-пегматитов. Состав этих пород непостоянен: олигоклаз-андезин – 50-75%, кварц – 20-30%, кпш – до 10-15%, биотит – 5-10%, рудные, апатит. Основную массу породы слагают тесные пегматитовые срастания плагиоклаза и кварца (иногда и кпш), среди которых встречаются отдельные призматические гип- и идиоморфные, резко зональные кристаллы плагиоклаза размерами до 2х3 мм. На более поздних стадиях пегматитового процесса кпш замещается мусквитом, плагиоклазы – агрегатом биотита, хлорита и карбоната. Необходимо отметить, что мусковитизация и окварцевание (грейзенизация), очевидно, генетически связаны с пегматитовым процессом и нередко охватывают породы, непосредственно контактирующие с описанными пегматитами.

Формирование пегматитовых тел связывается нами с периодическим пересыщением легкоплавкими компонентами, в условиях быстрой неравновесной кристаллизации слоя магматического расплава, непосредственно примыкающего к фронту затвердевания. Благодаря такому пересыщению фронт затвердевания временно приостанавливал свое развитие, а затем, по мере падения температуры, за зоной пересыщения легкоплавкими компонентами возникал новый фронт кристаллизации. Таким образом, слой легкоплавкой жидкости оказывался «зжатым» между двумя кристаллическими пластинами и в дальнейшем эволюционировал автономно.

Формирование двух главных групп пегматитов связывается с ликвацией единой остаточной жидкости на две: насыщенную рудными компонентами и фосфором и насыщенную кремнеземом и щелочами.

Библиографический список

1. Скобеев В.М., Яковлев Б.Г., Галий С.А. и др. Петрогенезис никеленосных габброидных интрузий Вольнского мегаблока Украинского щита. Киев: Наукова Думка, 1991. 140 с.
2. Павлов Г., Молякко В., Зінченко О. И др. Базитові магматичні формації етапу стабілізації Українського щита // Збірник наук. Праць, 1995. № 2. С. 47-58.

С.Б. Суслов
ПГТСП «Геокарта»

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОЯВЛЕНИЙ ВУЛКАНИЗМА В МЕЖДУРЕЧЬЕ РЕК КОЙВА-ВИЖАЙ

Развитие вулканизма в пределах Горнозаводской площади, как и магматизма в целом, подчинено субширотным зонам северо-восточного простирания, частично совпадающими с долинами крупных рек (Вижай, Койва, Вильва).

Наибольший уровень эрозионного среза характерен для антиклинального поднятия в междуречье рек Койва-Вижай, в средней части которого расположена долина р. Кусьи. В пределах описываемой полосы отмечены наиболее мощные узлы проявлений вулканизма территории, самые крупные из них (в районе ст.Вижай) принадлежат щегровитской свите, представленной базальтами, трахибазальтами и жерловыми фациями. На изучаемом участке наблюдался восточный контакт трахибазальтов R₃sg со сланцами усьвинской свиты (или V₁kv ?). По контакту развиты зеленые альбит-хлорит-слоудисто-кварцевые песчанистые ороговикованные сланцы мощностью 25-30 м. В трахибазальтах отмечаются редкие ксенолиты вмещающих сланцев. В целом для R₃sg характерны мощные покровы и жерловые фации.

Следующий к западу узел – Верхнекусьинский участок, где развиты преимущественно жерловые фации дворецкого комплекса: авгититы, эруптивные брекчии. Проявления вулканизма на порядки ниже, чем в щегровитское время. Вулканы преимущественно взрывного облика, расстояние до центра вулканизма щегровитской свиты около 8 км.

Примерно на 9 км западнее, в среднем течении р. Кусьи находятся мало-мощные выходы туфобрекчий взрывного типа. Контакты с вмещающими породами – резкие, горячие. Проявления вулканизма значительно уступают Верхнекусьинскому участку. В непосредственной близости от туфобрекчий закартированы силлы эссексит-диабазов Кусьинского комплекса различной мощности, с туфобрекчиями никак не связанные. Туфобрекчии содержат значительное количество ксенолитов вмещающих пород, иногда до 5 м, отдельность скорлуповатая, эллип-

соидальная. Встречаются эллипсоиды от десятков до нескольких метров. Такая же отдельность характерна для вмещающих осадочных пород, где между эллипсоидами наблюдается вулканический материал, по-видимому, связанный с гидротермальной и пневматолитовой вулканической деятельностью. Аналогичные породы небольшой мощности (десятки сантиметров) наблюдаются во вмещающих породах на расстоянии первых сотен метров от выходов туфобрекчий. Характерной особенностью этих пород является наличие округлых оплавленных зерен кварца, которых встречается до 20%.

Если проследить тенденцию развития вулканизма на запад от самых молодых проявлений (R_{3sg}) – очевидно угасание вулканической деятельности от востока на запад и по времени. Чем западнее, тем более сильно проявляется взрывной эксплозивный характер вулканизма, тем менее значительны его проявления. Логично предположить, что еще западнее (~ на 8-9 км) от Кузьинских выходов туфобрекчий будут располагаться только гидротермально-пневматолитовые взрывные проявления вулканизма и, если образование алмазов связано с этими процессами (Чумаков, 1998), то искать первоисточники следует в районе севернее пос. Куся, в поле распространения крупных выходов песчаников C_{1v} . Песчаники представляют пористую проницаемую среду, в то время как карбонаты, аргиллиты и алевролиты являются экраном. В отмеченном районе пройдено несколько шурфов, вскрыты красноцветные коры выветривания с многочисленными обломками песчаников. Рядом расположены алмазоносные россыпи. Результаты опробования пока не получены.

Аналогичные закономерности можно проследить и по долине р. Вильва, и на восток от выходов щегровитской свиты.

Библиографический список

Чумаков А.М., Эсмонтович И.А. О гидротермально-магматически-флюидной гипотезе образования алмазов Красновишерского района // Проблемы геологии Пермского Урала и Приуралья: Материалы региональной конференции. Пермь, 1998. С. 57-59.

Л. П. Нельзин, Г.П. Корелин, Т.И. Захарова
Пермское ГТСП «Геокарта»

О НЕКОТОРЫХ ПРИЗНАКАХ ТРАПОВОГО ВУЛКАНИЗМА НА ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЕ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ В БАССЕЙНЕ ВЕРХНЕГО ТЕЧЕНИЯ Р. КАМА

Более десяти лет назад при полевой заверке результатов аэрогеологического картирования (Нельзин и др., 1996) нами были зафиксированы следующие геологические процессы, которым мы не смогли в то время дать объяснения: наличие среди красноцветных толщ верхней перми “ксенолитов” органогенных известняков с неровной кавернозной поверхностью; присутствие гравийно-галечных секущих “жил” мощностью до 0.5 м среди толщ верхнепермских аргиллитов; нали-

чие в протолочных пробах терригенных отложений юры и триаса большого количества обломков эффузивных пород основного и среднего состава (30 – 60 %).

Сегодня, после исследований, результаты которых были изложены в отчетах А.Н. Угрюмова (1996), А.М. Чумакова (1997), устных выступлениях и докладах А.Я. Рыбальченко значительно расширились границы мезо-кайнозойского магматизма, доказана роль низкотемпературного метаморфизма (аргиллизации) в глубокой переработке осадочных и магматических пород, когда их облик и литология меняются настолько, что их генетическую природу трудно восстановить. Поэтому даже небольшие реликты, оставшиеся от материнских пород дают необходимую информацию о геологических событиях прошлого.

При изучении коренных пород юры на правом берегу р. Кама, в районе пос. Камский, нами собран фактический материал, который, по нашему мнению, дает основания предполагать существование среди пород триаса и юры траппового вулканизма. Здесь в небольших разрозненных выходах вдоль обрывистого склона р. Камы вскрываются среднеюрские отложения. В основании разреза юры залегает рудная пачка – охристо-желтые, синевато-зеленые и красновато-коричневые глины с конкрециями сидеритов и гидроокислов железа. Выше рудного горизонта залегает пачка слаболитифицированных (?) зеленовато-серых мелкозернистых полимиктовых пористых (мощность – 1-1.5 м). Среди песчаников встречаются небольшие линзы галечно-гравийного материала, остатки обуглившейся древней древесины и редкие включения или реликты выветрелых метаморфизованных диабазов. Под микроскопом это массивная порода с офитовой структурой. Минералогический состав диабазов – сосюрит, цоизит и клиноцоизит (55%), эпидот, альбит, хлорит (38%), ильменит (2%), кварц (2%). Плаггиоклаз полностью сосюритизирован, ксеноморфный пироксен занимал угловатые пространства между зернами (0.5 – 1.5 мм) плаггиоклаза. Хлорит мелкочешуйчатый (0.02 – 0.05 мм). Ильменит – зерна (0.1 – 0.3 мм) неправильной формы с криволинейными очертаниями. В некоторых зернах встречается только ильменитовая решетка. Кварц – неправильные полигональные зерна (0.05 – 0.10 мм), которые образовались при окварцевании диабазов.

В двухстах метрах ниже по реке и чуть выше по разрезу юры, из-под задернованного склона “вытекает” глина голубого и табачного цветов, в которой наряду с валунами очень выветрелых кремнистых пород и кварца встречаются субщелочные диабазы с реликтами офитовой структуры и трахитоидной текстуры. Минералогический состав – плаггиоклаз (59%), пироксен (20%), биотит (20%), магнетит (1%), ильменит (р.з.). Порода настолько изменена, что практически невозможна ее точная диагностика. В диабазах сохранилась первичная трахитоидальность. Плаггиоклазы были, очевидно, основного или среднего состава, кристаллы (0.1 – 0.25 мм) – сильно вытянутые призмы и таблички, часто ориентированные субпараллельно. Пироксен представлен титанистым авгитом, оливин (?) – идеоморфные зерна (0.3 – 1.5 мм) бочковидной формы – замещен хлоритом.

Биотит образует каемки вокруг пироксенов. Магнетит (0.1 – 0.5 мм) гематизирован. Встречаются идеоморфные зерна апатита (0.25 мм).

Наряду с диабазами в синей глине обнаруживаются “валуны” плагиоклазовых и трахитовых порфиров. Эти породы также сильно изменены и с трудом диагностируются. На изученной территории широко развиты туфы и туффиты. Пирокластический материал представлен в них обломками эффузивов основного и среднего составов (30 – 60 %), полевыми шпатами - до 38%, гидрослюдами - до 18% и кремнистыми сфероллитами. В протолочных пробах пород юры и триаса в большом количестве встречаются ильменит, хромшпинелиды, гранаты, в том числе уваровит в каждой третьей пробе и единичные знаки пиропы.

Разумеется, все изложенное выше не может служить убедительным доказательством существования мезо-кайнозойского траппового вулканизма. Основная цель нашего доклада – обозначить проблему, обратив внимание на присутствие реликтов магматизма в амагматичном районе. Проблема существует уже только потому, что платформенная часть западного Урала остается слабоизученной. В отчете А.В. Васильева (1958) описываются интересные находки алмазов в Кировской области: в аллювиальных отложениях верхнего течения р. Вятка между пос. Песковка и Кирс; по данным штейгера Ивана Нейберга (1907), в Филимоновском починке Акушинской волости Вятской губернии на водоразделе рек Летки и Лекмы (притоки р. Вятка) на глубине 0.5 вершка среди песков (?) с валунами диабазов - найдено несколько кристаллов алмазов (?); в шлиховых пробах пуговых отложений триаса или юры отмечаются высокие содержания ильменита, магнетита, хромита, эпидота, граната.

Нами в районе массовых находок уваровита и платины (в 25 – 30 м западнее тракта Юсьва – Кочевы) найдена крупная глыба гранатового пироксенита (пироксен – 78%, уваровит – 12 %, хлорит – 10%).

Изложенные выше факты еще раз доказывают необходимость организации детальных геологических исследований в бассейне верхнего течения рек Кама и Вятка.

К.И. Смирнов
ПГТСП «Геокарта»

ЖУРАВЛИНСКИЙ АЛУНИТОВЫЙ РУДНИК КАК ВОЗМОЖНЫЙ ОБЪЕКТ ТУФФИЗИТ-ЭКСПЛОЗИВНОГО МАГМАТИЗМА

Журавлинский боксит-каолин-алунитовый рудник находится в 1,5 км западнее устья р. Поньш (левый приток р. Чусовой) на плоском водоразделе рек Поньш и Бол.Исаковка.

По данным С.Туманова (1923 г.), в геологическом строении залежи участвуют сильно раздробленные, трещиноватые известняки турнейского яруса C_{1t} (подстилающие породы); породы рудного горизонта: бокситы, каолины и алуниты; угленосная толща визейского яруса C_{1v} (перекрывающие породы). Отмечается большая роль тектоники в формировании рудопроявления. Основная ориенти-

ровка трещин в карбонатах (СЗ) совпадает с простиранием Журавлинского надвига. Характер трещиноватости по Туманову - взбросово-сдвиговой. Перекрывающие же породы менее дислоцированы и могут служить экраном для поступающих по ослабленной зоне флюидов. Интенсивность дислокаций на данном участке объясняется приуроченностью оруденения к прибортовой части Кыновско-Чусовского поднятия. К югу от Журавлинского рудника развиты разрезы сводового типа, основной особенностью которых являются сокращенные мощности осадочных пород. К северу расположены разрезы депрессионного типа, для которых характерны увеличенные мощности осадочных пород. Граница между ними проходит примерно вдоль р. Чусовой и, скорее всего, является тектонической. По С.Туманову, рудопоявление имеет инфильтрационный генезис. Но и он сам отмечает присутствие в рудах таких минералов, как галлуазит и сепиолит, а также секущий характер контакта руд с вмещающими породами. Наличие этих минералов свидетельствует о гидротермальном изменении первичных основных или ультраосновных пород. Кроме того, при работах в 1997 г. в районе рудника Вильвенской партии были отобраны шлиховые пробы с отвалов старых шурфов, в которых минералогом М.Н.Смоляниновой были определены моноклинные пироксен, хромшпинелиды, эпидот, серпентин (?). В шлифах петрограф Т.И. Захарова обнаружила глины по лавобрекчии авгитита, пикрита или трахибазальтового порфирита, эпидот-лимонитовую породу, которая по общему виду представляла собой пузырчатую лаву основного или ультраосновного состава. В непосредственной близости от рудника в шлифах описаны (в пермских отложениях) туффиты, туфоалевролит или туффизит, что может быть объяснено лишь общностью магматических процессов. Породы сильно изменились в ходе последующих гидротермальных процессов. Следует отметить, что и формирование самой угленосной толщи визейского яруса в условиях тектонической впадины (как на данном руднике) могла предшествовать эпоха магматизма. Подобные закономерности были выявлены на некоторых месторождениях угля в Приморье.

Рудоподводящим каналом мог служить Журавлинский надвиг, или разлом по р. Чусовой. Рудораспределяющими - трещины взбросово-сдвигового характера в карбонатах. Рудоконтролирующими факторами будут наличие проницаемых пород (песчаников С_{1v}) и отложений кровли - аргиллитов, алевролитов, более плотных невыветрелых песчаников.

Таким образом, по вышеописанным данным зона Журавлинского рудника является перспективной для поисков коренных источников алмазов.

Библиографический список

Туманов С. Отчет о разведке Журавлинского месторождения алюминевых руд в 1923 году // ВГФ.1923.

ЗНАЧЕНИЕ ГЕОМЕТРО-ХИМИЧЕСКОГО МЕТОДА ЧИРВИНСКОГО ДЛЯ РАЗВИТИЯ ШЛИХОГЕОХИМИЧЕСКОГО МЕТОДА

Шлихогеохимический метод поисков основан, прежде всего, на данных спектрального, реже атомно-адсорбционного, рентгенофлуоресцентного, нейтронноактивационного и других методов анализа с определением содержаний редких элементов в шлихе (тяжелой фракции, концентрате и т.д.) или его фракциях. В последнее время важную шлихогеохимическую информацию дают результаты определения химического состава зерен шлиховых минералов на микрозонде.

Изучение валового химического состава шлиха при шлихогеохимических исследованиях не практикуется. Это обусловлено тем обстоятельством, что используемый для этой цели силикатный анализ является довольно дорогим методом. Кроме того, содержания макрокомпонентов химического состава шлиха (O, Si, Al, Mg, Ca, Fe, Mn, Na, K) не дают непосредственной информации поискового значения. Исключения составляют только данные по химическому составу концентратов обогащения россыпей, которые широко используются для комплексной оценки минерального сырья месторождений.

Альтернативной является концепция, которая исходит из необходимости широкого привлечения результатов валового химического состава шлихов (тяжелых фракций) для совершенствования шлихогеохимического метода и расширения его возможностей. Эта концепция обосновывается следующими соображениями.

Ассоциации редких элементов шлиха, свидетельствующие о близости оруденения, тесно связаны с соответствующими шлихогеохимическими (ШГА) ассоциациями, выделенными по макрокомпонентам. Нами было предложено называть ШГА по компонентам, содержания которых в шлихе превышают 10% (исключив из рассмотрения кислород). Данные силикатного химического анализа для тяжелой фракции аллювия рек бывшего СССР (всего 99 анализов) свидетельствуют о том, что для данной территории характерны три группы ШГА:

■ кремниевые (Ca-Al-Si, Fe-Al-Si, Mg-Al-Si, Ti-Al-Si и т.д.) при преобладании в тяжелой фракции минералов групп эпидота, амфиболов, пироксенов, слюд, гранатов, а также ставролита, дистена, силлиманита, андалузита, оливина и др. в разных количественных соотношениях;

■ железистые (Zr-Ti-Fe, Ti-Cr-Fe, Al-Si-Fe и т.д.) при составе тяжелой фракции, в которой содержатся преимущественно оксиды и гидроксиды железа - гематит, гидрогетит, магнетит, хромит;

■ титановые (Zr-Fe-Ti, Al-Si-Ti, Ca-Si-Ti и т.д.) с преобладанием в тяжелой фракции минералов титана - ильменита, рутила, лейкоксена, анатаза, брукита, сфена, титаномагнетита.

С каждой ШГА связана определенная ассоциация малых элементов. В частности, для кремниевых ШГА характерны Be, Li, Sr, Ba, Y, Yb, Ga, Ge, для железистых - Cr, Mn, Ni, Co, V, Au, P, S, As, C, для титановых - Nb, Ta, Hf, Zr, Ce, La, Th, Sc, U. Отсюда шлихогеохимический фон для каждого редкого элемента будет существенно разным в соответствии с изменением ШГА.

Между содержаниями определенных макроэлементов и редких элементов на каждой территории существуют достаточно тесные корреляционные связи, которые могут быть использованы в поисковых целях.

Геометро-химический метод П.Н.Чирвинского [3] позволяет получить валовый химический состав шлиха (тяжелой фракции) пересчетом на основе данных минералогического анализа. Тем самым отпадает необходимость в дорогих и трудоемких силикатных анализах. Вместе с тем появляется дополнительная шлихогеохимическая информация, которая косвенно способствует повышению эффективности поисковых работ. Однако изучение ШГА по данным геометро-химического метода имеет еще большее значение для разработки теоретических основ шлихогеохимического метода. В частности, нами данный подход был использован при проведении шлихогеохимического районирования территорий, установлении шлихогеохимической зональности, обусловленной тектоническими, геоморфологическими и климатическими факторами, для расчета региональных кларков элементов применительно к тяжелой фракции осадков, изучения процессов дифференциации элементов по литолого-фациальным разностям осадков [1,2]. Так, для поясов жаркого влажного климата характерны железистые ШГА, жаркого сухого и холодного - кремниевые. Для горных зон типичны кремниевые ШГА, предгорных - железистые. Одним из важных следствий процессов механической дифференциации минералов является обогащение тонких фракций шлихов редкими элементами (Zr, Ni, Co, V, Hf, Ta, Nb и др.). Этот вывод имеет важное поисковое значение. Многие исследователи при организации шлихогеохимических поисков используют для анализа алевритовую часть шлиха, что позволяет выделить наиболее контрастные шлихогеохимические аномалии [4].

Библиографический список

1. Осовецкий Б.М. Тяжелая фракция аллювия. Иркутск: Изд-во Иркут. ун-та, 1986. 259 с.
2. Осовецкий Б.М., Маслов Б.В. Шлихогеохимические исследования с использованием винтового шлюза в бассейне р.Улс // Современные проблемы геологии Западного Урала: Тез. докл. конф. Пермь, 1995. С. 113-114.
3. Чирвинский П.Н. Геометро-химический анализ. Л.:ОНТИ-Химтеорет, 1937. 23 с.
4. Simek J. Heavy mineral prospecting in the north-west part of Bohemian massif // Meth. Geochem. Prospect. Int. Symp. Geochem. Prosp. Prague, 1990. P. 231.

ГЕОМЕТРО-ХИМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ТЯЖЕЛОЙ ФРАКЦИИ ГОРНЫХ ПОРОД

Геометро-химический анализ П.Н. Чирвинского (1937) получил широкое применение, главным образом, при изучении горных пород в шлифах. П.Н. Чирвинский требовал от студентов своей кафедры в Пермском университете обязательного использования метода и сопоставления его результатов с данными химического анализа, выполненного студентом. Б.С. Лунев (1953) применил этот метод в своей дипломной работе при характеристике граносиенит-порфиоров Киргизии.

Позже метод впервые был использован для изучения химического состава тяжелой фракции аллювия (Лунев, 1963). Наметилось новое направление в науке - химическая география аллювия. Совершенствование методики анализа тяжелой фракции включало: 1) сопоставление данных рассматриваемого метода с результатами химического анализа на примере четвертичных и верхнепермских терригенных отложений в Прикамье; 2) подготовку программного продукта пересчета данных минерального состава на химический (О.Б. Наумова, С.В. Наумов). На основе метода получены интересные результаты химического состава тяжелой фракции отложений разной крупности, литологического состава и возраста (Б.С. Лунев, Б.М. Осовецкий, Г.Н. Сычкин, О.Б. Наумова). Наиболее достоверные результаты геометро-химического анализа можно получить при использовании средневзвешенного содержания минерального состава с учетом многих узкоразмерных фракций. Трудоемкость определения средневзвешенного содержания может быть уменьшена за счет определения минерального состава экспресс-методом (Лунев, Наумова, 1986).

Исследования химического состава цирконий-титановых россыпей ведут с применением трудоемкого и дорогостоящего химического анализа (Иванов, 1998). Методологический подход П.Н. Чирвинского позволяет решить некоторые вопросы изучения химического состава отложений с меньшими затратами.

В современных условиях при высокой стоимости химических методов анализа геометро-химический метод должен найти широкое применение на практике (стратиграфия, палеогеография, фациальный анализ терригенных пород, минеральный анализ протолочек магматических и метаморфических пород). Простота и доступность метода позволяет надеяться на его широкое использование для решения теоретических и практических вопросов и в других областях исследования горных пород.

К ПРОБЛЕМЕ ГЕНЕЗИСА ТИЛЛИТОВ И ТИЛЛИТОВИДНЫХ КОНГЛОМЕРАТОВ

В настоящее время одной из дискуссионных проблем современной геологии остается проблема оледенений в истории Земли. Эпохи оледенений фиксируются в стратиграфических разрезах своеобразными отложениями - тиллитами. Их изучение имеет как прикладное значение для стратиграфической корреляции разрезов, установления типов литогенезов и поиска полезных ископаемых, так и теоретическое значение для восстановления эволюции осадочного чехла Земли в целом.

Решение проблемы осложняется тем, что наряду с тиллитами встречаются породы неясного генезиса, получившие название тиллитоподобных пород, или тиллоидов. Примером таких пород могут служить тиллитовидные конгломераты, входящие в состав спаргамитовой формации Западного Урала. Они широко распространены в серебрянской серии нижнего венда и прослеживаются от Поллодова Кряжа через Средний Урал до Южного Урала.

Их изучением в разные времена занимались многие исследователи: Г.Ф. Лунгерсгаузен, Н.М. Чумаков, Б.М. Келлер, Б.Д. Аблизин, А.М. Курбацкий, Ф.А. Курбацкая, С.В. Младших и другие. Однако вследствие отсутствия диагностических признаков, характерных для тиллитов (полированное ложе, парагенез с варвами, ледниковые штрихи), единого мнения о происхождении этих пород до настоящего времени нет.

Относительно тиллитовидных конгломератов нижнего венда Урала сложилось несколько точек зрения. Первая, сформулированная Г.Ф. Лунгерсгаузен [3], отстаивает собственно ледниковую природу тиллитовидных конгломератов как литифицированных моренных отложений древних оледенений. Вторая точка зрения, изложенная в работах Н.М. Чумакова [4], сводится к выделению тиллитов и акватиллитов, переотложенных в морских условиях. Собственно тиллиты описываются им на Южном Урале и на Поллодовом Кряже, а на Среднем Урале тиллитовидные конгломераты отнесены к акватиллитам.

Б.Д. Аблизин, А.М. Курбацкий, Ф.А. Курбацкая [1] тиллитовидные конгломераты нижнего венда Среднего Урала рассматривают в качестве полигенетических образований, среди которых, наряду с акватиллитами, преобладают конгломераты селевых и грязевых потоков, тесно взаимосвязанных с проявлениями тектонических движений во время неоднократного проседания земной коры в процессе формирования нижневендского интракратонного рифта [2]. Парагенез тиллитовидных конгломератов с флишоидными толщами и эффузивными породами подтверждает эту точку зрения, а соседство с фосфатоносными отложениями опровергает их ледниковое происхождение.

Наконец, некоторые исследователи, малознакомые с подобными породами, ошибочно принимают их за туфогенные образования.

Все вышесказанное свидетельствует о необходимости дальнейшего детального изучения вещественного состава обломков нижневендских тиллитовидных конгломератов Среднего Урала с целью уточнения питающих провинций, определения степени участия местных пород в их формировании и составления карты петрографических провинций обломочного материала тиллитовидных конгломератов Среднего Урала, подобно составлению карты терригенно-минералогических провинций. Необходимо в конечном итоге выявить отличительные диагностические признаки тиллитов и тиллитоподобных пород.

Библиографический список

1. Аблизин Б.Д., Клюжная М.Л., Курбацкая Ф.А., Курбацкий А.М. Верхний рифей и венд западного склона Среднего Урала. М.:Наука, 1982. 140 с.
2. Курбацкая Ф.А. О строении и развитии зоны сочленения Западного Урала и Восточно-Европейской платформы в позднем докембрии // Докембрийские вулканогенно-осадочные комплексы Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. С.50 - 59.
3. Лунгерсгаузен Г.Ф. Следы оледенений в позднем докембрии Южной Сибири и Урала и их стратиграфическое значение // Сб. докл. сов. геологов к XXI сес. Междунар. геол. конгр. М.:Изд. АН СССР, 1960.
4. Чумаков Н.М. Докембрийские тиллиты и тиллоиды (проблемы докембрийских оледенений) // Тр. АН СССР. М.:Наука, 1978. Вып. 308. 202 с.

В.П. Ожгибесов

Пермский университет

МОДЕЛИРОВАНИЕ И РЕЗУЛЬТАТЫ ПРОЦЕССА ОБРАЗОВАНИЯ ТЕКСТУР ВЫЩЕЛАЧИВАНИЯ В СУЛЬФАТНЫХ ПАЧКАХ ИРЕНСКОЙ СВИТЫ ($^{IR}P_{JK}^{IR}$) ПЕРМСКОГО ПРИУРАЛЬЯ

Одно из направлений исследований П.Н. Чирвинского связано с изучением химико-петрографических и палеогеографических особенностей горных пород иренского горизонта кунгурского яруса на территории Верхнекамского месторождения солей в Соликамской депрессии, а также моделированием процессов [7,8,4].

Соликамская и Сылвинская депрессии в иренское время кунгурского века являются, по терминологии автора, частью не только единого Главного пермского бассейна седиментации, но и единой акватории меридионально вытянутого Предуральского залива, различные части которого в кунгурский век находились в разных климатических зонах. Однако, несмотря на различия климата и связанные с ним особенности седиментации, можно заметить сходство в закономерностях

ритмичного (этот термин, наряду с «циклическостью», был использован П.Н. Чирвинским в цитируемых работах) участия в осадкообразовании на севере - хлоридов щелочных металлов, а на юге - карбонатов и сульфатов щелочноземельных металлов. В последнем случае это выражается в чередовании сульфатных и карбонатных пачек в разрезе классического кунгура, а также в наличии многочисленных тонких волнистых, четковидных или почти горизонтальных прослоек доломита и доломита глинистого в гипсах и ангидритах.

По словам Н.П. Чирвинского, «...такая интимная генетическая близость...», но, в данном случае не сильвина и галита, а доломита с гипсом и ангидритом, создает, в соответствии с излагаемой здесь моделью, предпосылки для образования столь широко распространенных, известных и весьма характерных «кораллоподобных» текстур выщелачивания иренских сульфатов.

В пользу этого предположения свидетельствуют различные прямые и косвенные факты: литологические наблюдения «кораллоподобных» карстовых текстур гипсов и ангидритов, результаты определения анизотропии проницаемости этих горных пород, закономерности химических реакций гидролиза сульфата кальция и совместных реакций углекислотной агрессии при выщелачивании карбонатных пород, гидрохимический состав подземных и поверхностных вод, результаты эксперимента Шарпа и Кеннеди [9] в связи с моделированием результатов растворения карбоната в зависимости от водородного показателя среды.

При несомненном влиянии гидролиза гипса на карстовые процессы нельзя не заметить, что выщелачивание поверхности гипса связано также со структурно-текстурными особенностями самого гипса, что проявляется на поверхности текстурами борозд выщелачивания на таких участках породы, где отсутствуют внешние признаки доломитизации.

Совместным течением химических реакций растворения, гидролиза, углекислотного выщелачивания можно объяснить не только «кораллоподобные» карстовые *текстуры поверхности* гипсов, но и образование крупных каверн внутри слоев горной породы. Продолжение этих процессов неизбежно приводит к соединению каверн и полуизолированных полостей, которые часто возникают по доломитовым прослойкам, образуя при этом формы причудливые, разнообразные, привлекающие внимание не только геологов, но других ценителей камня и людей просто любознательных сразу, как только они становятся доступными наблюдению.

Следующая стадия совместного выщелачивания гипса и доломита приводит к образованию «предбрекчиевого» связанного каркаса. Этот каркас может либо обрушиться под собственной тяжестью, либо обволакиваться осадками кольматации. В первом случае образуется карстовая брекчия, во втором - брекчиеподобная неоднородная текстура, которая через некоторое время, при сохранении условий ее образования, с неизбежностью будет преобразована в настоящую брекчию.

В связи с этим представляет интерес распространение в Кунгурском районе, вблизи устья Шаквы и субпараллельно ее руслу, так называемой «ольховской» брекчии [6]. Учитывая не только химизм, но и наиболее благоприятные условия

подземного выщелачивания [1,2], можно считать, что поле распространения ольховской брекчии приурочено к палеоруслу.

Распространение брекчий такого типа можно предполагать не только в области существования *естественных* условий формирования описанных здесь карстовых текстур, но и на таких участках, где режим питания подземных вод связан с техногенным воздействием, со строительством трасс магистральных газопроводов.

Например, в соответствии с *моделью карстообразования А.Я. Гаева* для таких участков «... основная проблема обеспечения устойчивости трассы связана именно с подземными формами карста» [3, с.44], с чем можно согласиться.

Однако, в соответствии с этой же моделью, «... ниже по разрезу объемы и интенсивность химической денудации уменьшаются за счет высокой насыщенности вод сульфатами кальция, что превращает воды в практически не агрессивные» [3, с.44], а высокая агрессивность вод связывается с дефицитом сульфатов.

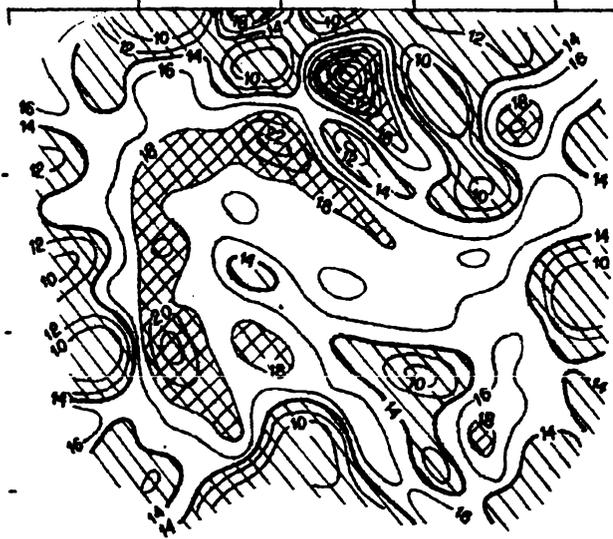
По-видимому, этот вопрос требует дополнительного изучения, так как даже насыщенные сульфатом кальция воды, вследствие гидролиза соли, образованной слабым основанием и сильной кислотой, способны быть агрессивными в отношении доломитов и известняков. В свою очередь, воды, прошедшие через толщу карбонатных пачек иренской свиты, должны повышать свою агрессивность по отношению к породам сульфатных пачек, в соответствии с принципом Ле-Шателье.

Если учесть, что в разрезе классического кунгура всегда наблюдается переослаивание сульфатных и карбонатных пачек, а в самих гипсах всегда присутствуют прослойки доломита, то процесс карстообразования на контакте с погребенной карбонатной пачкой может скачкообразно увеличиваться при воздействии на карбонатные пачки насыщенных сульфатами вод [5]. С этих позиций может быть интерпретировано расширение карбонатных карстовых полостей, описанное К.А. Горбуновой [1], и связь гротов пещер не только с трещиноватостью карстующихся массивов, но и с границами карбонатных и сульфатных пачек.

Библиографический список

1. Горбунова К.А. Особенности гипсового карста. Пермь: Перм. кн. изд-во, 1965. 119 с.
2. Горбунова К.А. Подземная химическая денудация и активность карста восточной части Уфимского вала // Учен. зап. Перм. ун-та. 1965. Т. 15, вып. 1. С.15-20.
3. Казакевич С.В., Гаев А.Я., Белов С.Ю., Килин Ю.А. Об оценке динамики формирования карстовых форм // Проблемы охраны окружающей среды на урбанизированных территориях. Варна-Пермь, 97. Материалы Болгаро-Российской конф. молодых ученых, аспирантов и студ. (июнь 1997 г. - Пермь, август 1997 г. - Варна). Варна-Пермь, 1997. Т.1. С. 43-45.
4. Куликов С.И. П.Н.Чирвинский и вопросы геологической наук. Киев: Наукова думка, 1971. 178 с.
5. Ожгибесов В.П. Особенности химии карста классического кунгура // Инженерно-геологическое обеспечение недропользования и охраны окружающей среды. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 1997. С. 111- 113.
6. Путеводитель экскурсии по нижнепермским отложениям по рекам Косье, Сылве и Каме. Пермская область / Отв. ред. П.А.Софроницкий. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 1974. 102 с.

7. *Чирвинский П.Н.* Петрохимические отношения карналлитовых и сильвинитовых фаций в Верхнекамском месторождении // Зап. Всерос. мин. о -ва. 1943.
8. *Чирвинский П.Н.* Физико-химический подход к характеристике палеоклиматов // Природа. 1943. № 1.
9. *Sharp W.E., Kennedy G.C.* The system CaO - CO₂ -H₂O in the two phases region calcite and aqueous solutions // J. Geol. 1972. № 73. P. 391 - 403.



- Генетические классификации
- Металлогения отдельных регионов
- Закономерности образования и размещения месторождений
- Геология месторождений и проявлений Рb, Au, Pt, алмазов, глин и критерии их прогнозирования

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ СТРУКТУР РУДНЫХ ПОЛЕЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ

П.Н. Чирвинский в своей многогранной научной и преподавательской деятельности уделял важное внимание геологии месторождений полезных ископаемых [4]. Одним из разделов «Учения о полезных ископаемых», оформившимся в самостоятельную учебную дисциплину, является раздел, именуемый «Структуры рудных полей и месторождений» [1, 3, 5]. Большое разнообразие в строении месторождений и образуемых их совокупностями полей обуславливают необходимость их систематизации для решения теоретических и прикладных задач. Последняя такая сводная классификация была составлена В.И.Смирновым [2]. Беря ее за основу и несколько уточняя, можно предложить следующую классификацию геологических структур месторождений полезных ископаемых (табл. 1).

Таблица 1

Генетическая классификация геологических структур месторождений полезных ископаемых

Группа	Класс	Подкласс	Генетическое значение
1. Доминерализационные	1.1. Тектоногенные	Согласные	Подвод, распределение вещества, локализация тел полезных ископаемых
		Секущие	
		Комбинированные	
	1.2. Литогенные	Тела благоприятных пород	
		1.3. Плутоногенные	
	Трещинные		
	Контактные		
1.4. Вулканогенные	Субвулканических инъекций		
	Вулканических напластований		
	Кальдерные разрывы		
2. Синминерализационные	2.1. Тектоногенные	Рельефообразующие	Изменение формы и размеров формирующихся тел полезных ископаемых
		Согласные	
		Секущие	
	2.2. Плутоногенный	Магматического расслоения	
2.3. Вулканогенный	Эксплозивный		
3. Постминерализационные	3.1. Тектоногенные	Складчатые	Нарушение характера залегания и сплошности тел
		Разрывные	
	3.2. Плутоногенные	Плутонических инъекций	
	3.2. Вулканогенные	Вулканических инъекций	

Поле размещения месторождений - это территория, включающая месторождения, объединяемые происхождением и геологической структурой. Положение месторождений в пределах полей определяется доминерализационными и синминерализационными структурами, а также вещественным составом пород. Исходя из этого предлагается следующая классификация полей (табл. 2).

Таблица 2

Классификация структур полей размещения месторождений

Группа	Класс	Генетические группы и классы месторождений
Плутоногенные	Петрологические	Магматическая
	Контракционные	Карбонатитовая, пегматитовая, альбитит-грейзеновая, плутоногенная гидротермальная
	Плутоно-литогенные	Пегматитовая, скарновая, грейзеновая
Вулканогенные	Эксплозивные	Магматическая, вулканогенная гидротермальная
	Трещинно-кальдерные	Вулканогенная гидротермальная
	Вулканогенно-осадочные	Колчеданная
Собственно тектоногенные	Зон крупных разломов	Магматическая, гидротермальная
	Зон трещиноватости	Гидротермальная
Тектоно-плутоногенные	Поля даек	Гидротермальная
Тектоно-литогенные		Амагматогенные гидротермальные, нефтегазовые
Литогенные		Стратиформные амагматогенные

Библиографический список

1. Вольфсон Ф.И., Яковлев П.Д. Структуры рудных полей и месторождений. М.: Недра, 1975. 368 с.
2. Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1982. 669 с. 1989. 326 с.
3. Структуры рудных полей и месторождений. М.: Госгеолтехиздат, 1960. 624с.
4. Чирвинский П.Н. Курс месторождений полезных ископаемых. Ч 1, 2. 1926.
5. Яковлев Г.Ф. Геологические структуры рудных полей и месторождений. М.: Изд-во МГУ, 1982.

Т.А. Льюрова

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар

РАЙОНИРОВАНИЕ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ЕВРОПЕЙСКОГО СЕВЕРА РОССИИ НА ВЕРХНЕМАНТИЙНОМ УРОВНЕ

Геологическим истолкованием природы гравитационного поля европейского севера России занимались в разные годы многие исследователи. Гравитационное поле разделялось по морфологии, амплитуде, знаку, простиранию и величине

аномалий, по интенсивности вертикального и горизонтального градиентов поля и ряду других признаков. В процессе интерпретации было установлено, что все наблюдаемые аномальные явления в основном объясняются плотностными неоднородностями, характерными для верхней части земной коры. В нижней ее части гравитационный эффект в значительной степени сглажен, поэтому нижние горизонты коры в плотностном отношении представляются более однородными. Такая точка зрения отнюдь не исключает наличие плотностных неоднородностей как в "базальтовом" слое, так и в верхней мантии. Поэтому неслучайно наше внимание обращено на исследование глубинного строения нижних горизонтов коры и верхней мантии.

Основой для районирования северной части европейского севера России на верхнемантийном уровне послужили схематические карты горизонтальных производных первого и второго порядков, региональных, локальных и других аномалий, построенных по сети региональных профилей, проходящих вкрест простира-ния Уральских структур.

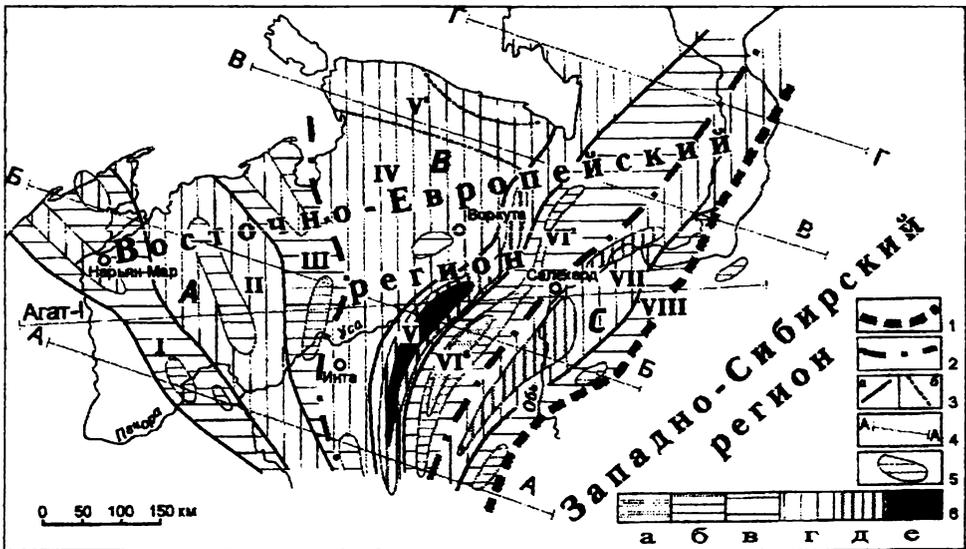


Схема районирования европейского севера России на верхнемантийном уровне
Составила Т.А. Лыурова

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ: 1-3 - границы структур, выделенных по высокоградиентным зонам трансформированного поля силы тяжести: 1 - регионов; 2 - областей; 3^а - зон; 3^б - подзон; 4 - региональные геофизические профили; 5 - гравитационные аномалии; 6 - интенсивность трансформированного поля силы тяжести (мГал) с $q=50$ км: а) $-150 \div -100$; б) $-100 \div -50$; в) $-50 \div -0$; г) $0 \div 50$; д) $50 \div 100$; е) $100 \div 150$; А-С - области: А - Печорская; В - Уральская; С - Зауральская; I-VIII - зоны: I - Печоро-Ковлинская; II - Хорейверская; III - Варандей-Адзвьянская; IV - Приуральская; V - Западно-Уральская; VI - Восточно-Уральская; VII - Обская; VIII - Восточно-Зауральская

Критерии районирования гравитационного поля, предложенные для составления генерализированной карты глубинного строения земной коры, были положены в основу изучения верхней мантии.

Глобальные регионы - Восточно-Европейский и Западно-Сибирский выделяются в результате анализа геоплотностных разрезов верхней мантии, а также по характеру трансформированных полей Δg . Граница между глобальными аномалиями поля разделяет большие объемы мантийного материала с поперечником в сотни километров. Глобальные регионы, выделенные в верхней мантии на глубинах свыше 600 км, соответствуют в плане таким современным тектоническим структурам, как континентальные и океанические плиты.

Внутри регионов выделяются **области** - Печорская, Уральская и Зауральская, которые в свою очередь состоят из зон. При выделении областей и зон набор признаков значительно расширяется. Например, трансформированные поля разделялись по простиранию и величине интенсивности горизонтального градиента поля, знаку, при этом также учитывались значения среднего отношения длины аномалий к ее ширине и т.д.

Так, в пределах Печорской области выделяются Печоро-Колвинская, Хорейверская и Варандей-Адзвинская зоны. Уральская область представлена Приуральской, Западно-Уральской и Восточно-Уральской зонами. В плане они соответствуют Предуральскому краевому прогибу и двум структурно-формационным зонам - миогеосинклинали и евгеосинклинали. Восточнее выделяется Зауральская область, представленная в виде двух сопряженных зон: Обской и Восточно-Зауральской. В плане они соответствуют Восточно-Зауральскому прогибу и Зауральскому поднятию.

А.И. Сизых, Н.В. Сизых

Иркутский университет

Институт земной коры СО РАН

МЕТАМОРФИЗМ И РУДООБРАЗОВАНИЕ В ОКИНСКОМ МЕТАМОРФИЧЕСКОМ ПОЯСЕ ВОСТОЧНОГО САЯНА

Окинский метаморфический пояс Восточного Саяна представляет собой тектонический блок пород, ориентированный в западном направлении от р. Урик до р. Бол.Енисей на 450-460 км при ширине до 100 км. В его пределах выделены Билинский антиклинорий, Окинский синклинорий, Боксон-Сархойский прогиб и Харальское поднятие.

В метаморфической эволюции Окинского метаморфического пояса выделяются три тектоно-метаморфических этапа: рифейский (байкальский), каледонский и герцинский. Байкальский тектоно-метаморфический этап характеризуется зональным метаморфизмом дистен-силлиманитового типа в Р-Т условиях - от зе-

леносланцевой фации до алмадин-амфиболитовой. Наиболее полно эта зональность устанавливается в докембрийских метаморфических комплексах Билинского антиклинория. Возраст метаморфитов определяется как позднедокембрийский. Имеющиеся петрохимические данные по гранатам и амфиболам свидетельствуют в пользу проявления байкальского этапа метаморфизма, где содержание спессартиновой составляющей достигает 26.7%, пироповой - 2.5% в гранатах метаморфических пород Окинского метаморфического пояса. Состав амфиболов из metabазитов Окинского метаморфического пояса довольно разнообразный. Данный пояс охарактеризован пятью химическими анализами, из них две роговые обманки, два актинолита и один кроссит. По соотношению $Al^{IV} - Al^{VI}$ они отвечают амфиболам зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фациям, а также фации глаукофановых сланцев, что может свидетельствовать о проявлении метаморфизма повышенного давления. Минеральные парагенезисы и петрогенетическая схема позволяют оценить термодинамические условия каледонского тектоно-метаморфического этапа, где P от 1.5 до 4 кбар и T от 290 до 425° С. Породы фундамента Окинского метаморфического пояса, имеющие нижнепротерозойский возраст по геологическим данным, характеризуются радиологическими значениями от 488 до 284 млн лет, определяемыми по калий-аргоновому методу. Для пород геосинклинального структурного яруса установлены значения от 708 до 870 млн лет. Все радиологические данные по фундаменту пояса отражают возраст процессов "омоложения", совпадающих с крупными тектономагматическими этапами эволюции эндогенных режимов Восточного Саяна - каледонским и герцинским.

Металлогеническая зональность Окинского метаморфического пояса обусловлена тектоно-метаморфическими, магматическими этапами и позволяет выявить региональные закономерности локализации золотого оруденения. Окинский метаморфический пояс рассматривается как часть Боксон-Хубсугульской структурно-формационной и металлогенической зоны. По геологическим особенностям в пределах Боксон-Хубсугульской выделяются Верхне-Окинская, Боксон-Гарганская и Ильчирская структурно-формационные и металлогенические подзоны.

Верхне-Окинская металлогеническая подзона отмечается наиболее сложным геологическим строением и разноречивостью палеотектонических построений. Для металлогенического районирования имеет значение выделение следующих структур: супракрустальных комплексов основания Окинского метаморфического пояса (Шутхулайская глыба) и геосинклинального чехла, сложенного осадочно-вулканогенными структурно-формационными комплексами. Верхне-Окинская металлогеническая подзона рассматривается как Окинский рудный район, в котором выделяются рудные узлы - Хонченский, Тустукский и Шутхулайский. Анализ расположения известных рудопроявлений, россыпей и плихов с золотом показывает, что они размещены по периферии Шутхулайской глыбы и в вулканогенно-кремнистой черносланцевой формации, которая характеризуется

высокой кремнеземистостью, умеренной для глинистых разновидностей глиноземистостью и калиевостью. Содержание $S_{орг}$, представленного керогеном и графитом, умеренное и составляет от 0,4% в кремнистых сланцах до 3,6% в углеродисто-кремнисто-глинистых, повышаясь до 19% в отдельных горизонтах. В геохимическом отношении формация характеризуется повышенными кларками концентрации следующих элементов: Кк U - 5,0-8,1; Au - 2,1-9,8; Ag - 2,9-71,4; V - 4,1-5,7; Mo - 3,1-116,2; Cu - 1,5-3 (относительно кларков А.П. Виноградова по одноименным породам). В первых двух узлах в пределах распространения этого структурно-формационного комплекса прогнозируются крупнообъемные месторождения стратиформного типа. В пределах Шутхулайского узла прогнозируется богатое кварцево-жильное оруденение, изученное на рудопроявлениях Туманное, Харингольское, Саган-Гольское и др.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, коды проектов 97-05-65844 и 96-05-64744.

**Б.В. Перевозчиков, И.И. Попов*, А.М. Овечкин*,
Б.В. Печенкин*, В.В. Кениг*, А.А. Ключко**
КамНИИКИГС, г. Пермь; *ПУГГП, п. Полярный ЯНАО

РЕГИОНАЛЬНЫЙ ПРОГНОЗ ХРОМИТОНОСНОСТИ ПОЛЯРНОГО УРАЛА

Для регионального мелко-, среднемасштабного прогноза хромитоносности Полярного Урала важнейшими являются такие рудоконтролирующие элементы, как региональные факторы хромитоносности и критерии локализации хромитового оруденения.

Хромитоносность гипербазитовых массивов Полярного Урала по сравнению с хромитоносностью других районов Уральской складчатой области оценивается через региональные факторы. К их числу относятся: приуроченность гипербазитовых массивов к зоне Главного сутурного шва (Главного Уральского глубинного разлома), разделяющего континентальную окраину Восточно-Европейского континента и островную дугу Тагило-Магнитогорской мегазоны; совпадение положения Главного Уральского глубинного разлома и Главного глубинного шва, разграничивающего континентальный и островодужный типы земной коры; максимально приподнятое положение "базальтового" слоя земной коры в примыкающих к сутурному шву частях Щучьинского и Войкарского синклиорий; приподнятое положение нижних частей офиолитовых разрезов и их глубокий эрозионный срез; крупные размеры и большая мощность гипербазитовых массивов. Учитывая все названные региональные факторы, можно считать,

что гипербазитовые массивы Полярного Урала обладают максимальной прогнозной хромитоносностью в российской части Урала.

Прогноз хромитоносности отдельных гипербазитовых массивов (Сыум-Кеу, Рай-Из, Войкаро-Сынинский) опирается на критерии локализации хромитового оруденения. Критерием, определяющим хромитоносность гипербазитовых массивов по типам хромитовых руд, является площадное развитие в пределах массивов структурно-вещественных комплексов (СВК): гарцбургитового, дунит-гарцбургитового, верлит-дунитового. Для прогноза хромитоносности гарцбургитового и дунит-гарцбургитового СВК наибольшее значение имеют такие критерии как наличие и размер крупных дунитовых тел, приуроченных к осевым частям крупных складок в гарцбургитах, размеры площадей гарцбургитов, насыщенных дунитовыми телами, наличие протяженных линейных зон пластично-сколовых деформаций, трассирующихся телами дунитов, пироксенитов и хромитовых руд. Хромитоносность верлит-дунитового СВК, развитого в краевых частях гипербазитовых массивов, зависит от протяженности комплекса и примыкания к нему участков мантийных гипербазитов, благоприятных для локализации хромитового оруденения.

На самом крупном Войкаро-Сынинском массиве широко развиты все хромитоносные структурно-вещественные комплексы мантийных гипербазитов. Доминирующим является гарцбургитовый СВК, на долю которого приходится 68 % площади гипербазитов массива. Следующим по занимаемой площади (19%) является дунит-гарцбургитовый СВК. На значительное расстояние (60 км вдоль юго-востока массива и 70 км вдоль северо-запада) вытянут верлит-дунитовый СВК, представленный двумя подкомплексами. По анализу критериев локализации хромитового оруденения гарцбургитовый СВК является наиболее перспективным на Урале на хромитовое оруденение глиноземистого типа. Высоко оценивается и хромитоносность дунит-гарцбургитового СВК (хромитовые руды высокохромитового типа). Большая протяженность верлит-дунитового СВК позволяет рассматривать его в качестве перспективного на локализацию хромитового оруденения глиноземистого подтипа вдоль юго-восточного края массива и высокохромитового - вдоль северо-западного.

Массив Рай-Из выделяется среди полярноуральских массивов максимальным развитием дунит-гарцбургитового СВК (86% площади массива). Гарцбургитовый СВК занимает локальные участки на юго-востоке и северо-западе массива. Хромитоносность массива Рай-Из (хромитовые руды высокохромитового типа) оценивается наиболее высоко в пределах российского Урала. Вероятность обнаружения в гарцбургитовом СВК хромитового оруденения глиноземистого типа мала.

Наименее изученным как в структурно-петрографическом отношении, так и в плане опосредованности остается массив Сым-Кеу. Нет достоверных данных о положении и объеме дунит-гарцбургитового СВК. Основная часть массива сложена гипербазитами гарцбургитового СВК со значительными участками реликтовых лерцолитов. В строении комплекса выделяются большие по площади, насыщенные дунитовыми телами поля гарцбургитов, которые могут быть перспективными для локализации хромитовых руд глиноземистого типа. Дунит-гарцбургитовый СВК проявляется в виде вытянутых зон разной мощности среди гарцбургитов и лерцолитов гарцбургитового СВК. По своему положению комплекс может представлять апикальную часть дунит-гарцбургитового комплекса, расположенного на глубине. Зоны, насыщенные дунитовыми телами, при достаточно большой мощности могут быть перспективны для локализации хромитового оруденения высокохромистого типа. По результатам поисковых работ последних лет достаточно высоко оцениваются перспективы верлит-дунитового СВК на хромитовые руды высокохромистого подтипа (участок Няропэ в северо-восточной части массива).

С глубиной размещение структурно-вещественных комплексов в гипербазитовых массивах Полярного Урала может существенно измениться. При этом вполне вероятно увеличение роли дунит-гарцбургитового СВК, что может положительно повлиять на прогнозную оценку хромитоносности.

Н.В. Сизых, А.И. Сизых, В.В. Коткин

Институт земной коры СО РАН

Иркутский университет

Восточно-Сибирский НИИ геологии, геофизики и минерального сырья

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ БОКСОН-ХУБСУГУЛЬСКОЙ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННОЙ ЗОНЫ ВОСТОЧНОГО САЯНА

Юго-восточная часть Восточного Саяна характеризуется разнотипной минерализацией благородных, цветных и редких металлов. Она рассматривается как покровно-складчатое сооружение, строение и эволюция которого определялись взаимодействием двух крупных структурных элементов - докембрийского палеомикроконтинента и активной окраины раннепалеозойского океана. В основу таких представлений положено изучение офиолитов, серпентинового меланжа и офиолитовокластовых олистостром. Развитие покровных структур в строении складчатых областей рассматривается как результат тектонического скупивания, обуславливающего процессы метаморфизма, автохтонного гранитообразования и формирования зрелой сиалической коры.

Юго-восточная часть Восточного Саяна рассматривается нами как часть Боксон-Хубсугульской структурно-формационной зоны, в пределах которой выделяются три структурно-формационных подзоны: Верхне-Окинская, включающая Окинскую структуру, Шутхулайский массив и прилегающие территории, выполненные карбонатным чехлом микроконтинента; Боксон-Гарганская в составе Гарган-Бутугольской и Боксон-Сархойской структур и Ильчирская в составе офиолитовой структуры.

Верхне-Окинская структурно-формационная подзона трактуется как возрожденная эвгеосинклиналь или рифтогенная шовная структура, картируемая в современном срезе как набор тектонических чешуй палеозойских и венд-рифейских (?) формаций. Докембрийский фундамент представлен Шутхулайским массивом, где залегания пород, в том числе тектонических покровов, вышлагаживаются, что свидетельствует о неглубоком залегании докембрийских кристаллических супракрустальных комплексов. Боксон-Гарганская структурно-формационная подзона имеет фундамент, сложенный докембрийскими породами, на которые надвинуты тектонические покровы палеозойских пород. Фундамент представлен полиметаморфическими гнейсами Гарганской глыбы и перекрывающими их карбонатными породами чехла предположительно рифейского возраста, несогласно налегающими на породы кристаллического фундамента базальной сланцево-аркозовой пачкой. Ильчирская структурно-формационная подзона не имеет четкой геологической границы с Гарганской подзоной. Эта граница отчетливо отображается по геофизическим данным серией интенсивных магнитных аномалий, связанных с глубинным разломом корово-мантийного типа. Фундамент этой зоны сложен мощными карбонатно-сланцевыми и метатерригенными толщами, сопоставимыми с формациями Боксон-Гарганской структурно-формационной подзоны. Большая часть Ильчирской структурно-формационной подзоны представлена тектоническими покровами, сложенными палеозойскими вулканогенно-осадочными формациями. Внутренняя структура Ильчирской структурно-формационной подзоны интерпретируется как зона скупивания на границе палеоокеан - микроконтинент.

С учетом этих представлений обосновано выделение трех типов металлогенических обстановок с характерными для них геолого-промышленными типами коренных месторождений. Первый тип - металлогеническая подзона наложенных рифтогенных прогибов (Окинский рудный район). Второй тип - активизированные купольные структуры древнего микроконтинента (Гарганский рудный район). Третий тип - металлогеническая подзона наложенных вулканоплутонических поясов, островных дуг, краевых и внутриконтинентальных зон (Ильчирский рудный район). В Окинском рудном районе формирование оруденения связано с вулканогенно-кремнистыми комплексами эвгеосинклиналей. Здесь прогнозируются крупнообъемные месторождения стратиформного типа, а в пределах Шутхулайской глыбы - богатое кварцево-жильное оруденение. Блоковая структура Гарганского рудного района сформирована на древнем кристаллическом фундаменте. Она представлена совокупностью гнейсовых и гранито-

гнейсовых куполов, разделенных межкупольными тектоническими зонами. К ним приурочены золоторудные объекты геолого-промышленных типов: минерализованные зоны (Зун-Холбинский) и кварцево-жильные (Пионерский). Ильчирский рудный район характеризуется развитием рудоносных вулканоплутонических формаций, вовлеченных в палеозойскую тектоно-магматическую активизацию. Выявленные рудопроявления относятся к золото-серебряному жильно-штоковерковому промышленно-генетическому типу.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, коды проектов 96-05-64744 и 97-05-65844.

Е.Т. Бубнов

Иркутский университет

ВЛИЯНИЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК НА РЕДКОМЕТАЛЛЬНУЮ ПРОДУКТИВНОСТЬ ГРАНИТНЫХ ИНТРУЗИЙ (НА ПРИМЕРЕ ЗАБАЙКАЛЬЯ)

На примере многих (около 300) редкометалльных (олово, вольфрам, тантал, бериллий, литий) гранитных массивов Забайкалья показано, что продуктивный тип эволюции интрузий реализуется главным образом в областях земной коры, испытывавших во время их формирования состояние преимущественного сжатия. В Забайкалье это Монголо-Охотская складчатая область, где время формирования редкометалльных интрузий - юра. В конце палеозоя-мезозое (вплоть до конца юры) здесь существовала тепловая аномалия, вызванная внедрением в верхнем палеозое огромных масс гранитоидных интрузий даурского комплекса, что вызвало подъем разуплотненных пород в верхние горизонты земной коры, горообразование. Такая геодинамическая обстановка классифицируется как активная стадия орогенного развития. Для нее характерно возникновение на уровнях палеоглубин 5-15 км горизонта сжатия, уплотнения и горизонтального скольжения, которое приводило к пережатию или смещению подводящих каналов редкометалльных интрузий. Это обеспечивало автономность эволюции расплава в камерах, экранированных от постоянного теплового и щелочного воздействия очагов. Предотвращение от этого воздействия являлось предпосылкой к обособлению флюидонасыщенного низкотемпературного расплава в верхних, купольных частях камеры и концентрированию редкометалльных компонентов.

Юрский период в Монголо-Охотской складчатой области характеризуется переходом от активной к пассивной (деструктивной) стадии орогенеза. В это время тепловая аномалия начала исчезать, хотя и сохранялась, состояние сжатия прерывалось кратковременными периодами растяжения, что могло сопровождаться прорывами флюидонасыщенных магм из верхних частей магматических очагов в камеры кристаллизации и увеличивало флюидо- и редкометалльную насыщенность последних.

Непродуктивный тип эволюции редкометалльных интрузий реализуется главным образом в областях земной коры, испытывавших во время их формиро-

вания состояние преимущественного растяжения. В Забайкалье это Селенгино-Витимское поднятие, область древних активизированных структур. Активная стадия орогенного развития закончилась здесь в нижнем-среднем палеозое. В мезозойский период (время внедрения основной массы редкометалльных интрузий) область испытывала пассивную (деструктивную) стадию. В геодинамическом отношении для нее были характерны растяжение, разрушение верхних этажей земной коры на фоне их воздымания. Это создавало предпосылки к сохранению в течение всего периода кристаллизации интрузий постоянной связи магматических камер с очагами через магмоводы, поддержанию теплового и щелочного воздействия очага на кристаллизовавшийся расплав. Все это вело к рассеянию редкометалльных компонентов.

В докладе представлены генетические модели продуктивных и непродуктивных редкометалльных гранитных интрузий.

В. В. Андреев

Иркутский университет

КОЛЧЕДАННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ ЮГА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В складчатом обрамлении юга Сибирской платформы в пределах Алтае-Саянской складчатой области месторождения колчеданной формации раннего палеозоя и докембрия образуют Саяно-Забайкальский колчеданноносный пояс, который в целом совпадает с Енисейско-Байкальским (Кормилицын, 1964) или периплатформенным (Дистанов, 1985) полиметаллическими поясами.

С докембрийскими осадочно-вулканогенными образованиями Саяно-Забайкальского колчеданноносного пояса связаны месторождения Саянской и Прибайкальской провинций, где наиболее интересны рудопроявления и месторождения Средне-Окинской, Урик-Китойской, Олоkitской, Кичеро-Мамской, Киляно-Янгудинской, Баргузино-Катерской и Уокит-Бамбуйской структурно-металлогенических зон. К юго-западу и юго-востоку от зоны докембрийских колчеданных месторождений развиты раннепалеозойские колчеданноносные провинции. От докембрийских провинций они отделяются зоной Селенгино-Коларского глубинного разлома.

Оруденение раннепалеозойского возраста захватывает Западно-Забайкальскую и Восточно-Саянскую провинции, где наиболее значительными являются месторождения Курбино-Туркинской, Удино-Витимской, Боргойско-Удинской и Верхне-Джидинской структурно-формационных зон. Колчеданные месторождения раннего палеозоя прослеживаются в Ухтумо-Хамсарской зоне Восточной Тувы, где колчеданно-полиметаллическое оруденение локализуется в туматтайгинской свите нижнего кембрия. Связь с

колчеданными месторождениями Салаира и Рудного Алтая пока дискуссия. Можно предположить наличие единой системы колчеданосных поясов и провинций в этой части Центрально-Азиатского сегмента земной коры. Колчеданные месторождения в зонах фемического типа содержат то или иное количество меди, отсутствующей в месторождениях салического типа, что связано, по-видимому, с разным характером фундамента. Последние доминируют в восточной части пояса, где отчетливо проявлен свинцово-цинковый характер колчеданных месторождений, в основном сформированных в условиях островных дуг.

И.В. Сиянковская, В.В. Зайков

Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс

ТИПИЗАЦИЯ ПИРОФИЛЛИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Принятая ранее типизация месторождений пирофиллитового сырья [1] дополнена авторами с использованием современной геодинамической основы. По геологическим и генетическим признакам выделены 5 типов месторождений (рисунок).

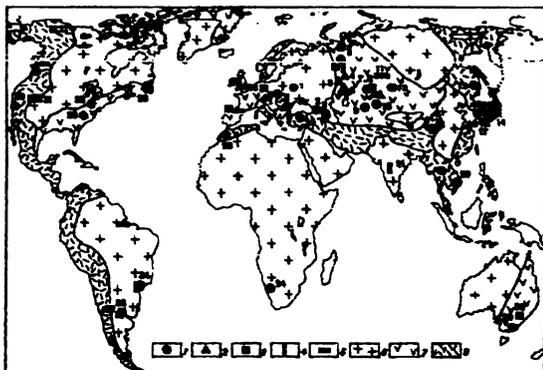


Схема размещения месторождений пирофиллитового сырья:

1-5 – типы месторождений (в соответствии с текстом); 6-8 – тектоническая основа: 6 – древние платформы и докембрийские складчатые зоны, 7 – палеозойские складчатые зоны, 8 – мезозойско-кайнозойские складчатые зоны.

Цифрами помечены месторождения:

1 – Овручское (Украина); 2, 3 – Кавказ: 2 – Кырвакарское, 3 – Бектакарское; 4-6 – Урал: 4 – Чистогооровское, 5 – Куль-Юрт-Тау, 6 – Гайское; 7-10 – Казахстан: 7 – Спасское, 8 – Суранское, 9 – Акташское, 10 – Тереклисайское; 11, 12 – Алтай: 11 – Каменское, 12 – Рудноалтайское; 13 – Бикинское (Сихотэ-Алинь); 14-17 – Япония: 14 – Анги, 15 – Мицуси, 16 – Хиросима, 17 – Нагасаки; 18 – Южная Корея; 19 – Тзин-Тиу (Китай); 20 – Тан-Май (Вьетнам); 21 – Уттар-Прадеш (Индия); 22 – Турция; 23 – Марокко; 24 – Трансвааль (ЮАР); 25, 26 – Канада: 25 – Ванкувер; 26 – Фокстрап; 27-31 – США: 27 – Аляска, 28 – Северная Каролина, 29 – Джорджия, 30 – Калифорния, 31 – Клинтон; 32, 33 – Аргентина: 32 – Лома-Бланка, 33 – Лас-Агилас; 34 – Минас-Жерайс (Бразилия); 35, 36 – Австралия: 35 – Памбула, 36 – Камбеварра; 37 – Яворские горы (Чехия); 38 – Эббзаттель (Германия)

1. Месторождения в метасоматитах внутриконтинентальных и окраинно-континентальных вулканических зон. Вмещающие образования преимущественно кислого и среднего состава известково-щелочной или щелочной серии с калиево-натриевой и калиевой специализациями. Месторождения пиррофиллита этого типа обычно связаны с вулканогенными метасоматитами ряда "вторичные кварциты – пропициты". Они расположены на докембрийских платформах (Украина, Швеция, Южная Африка, США, Канада, Бразилия), в палеозойских (Средняя Азия, Казахстан, Австралия) и мезозойско-кайнозойских (США, Канада, Марокко, Китай, Новая Зеландия, Корея, Япония, Вьетнам, Грузия, Азербайджан) активных континентальных окраинах.

2. Месторождения в метасоматитах островных дуг и окраинных морей. Вмещающей является бимодальная серия вулкаников палеозойского и мезозойского возраста. Наиболее распространен этот тип месторождений на Урале [2], где пиррофиллитсодержащие зоны являются составной частью серицит-кварцевой метасоматической формации, сопутствующей колчеданному оруденению. Известно наличие пиррофиллита аналогичного генезиса в Майкаинской и Чингизской зонах Казахстана, Болнисском районе юго-восточной Грузии, зоне Панагурско в Болгарии, провинции "зеленых туфов" Японии.

3. Месторождения в метаморфизованных терригенно-глинистых толщах складчатых поясов. Вмещающие породы содержат пирокластический материал и пласты углей; образование пиррофиллита связано с начальной стадией регионального метаморфизма. Известны месторождения пиррофиллита в метаморфитах палеозойского (Германия, Аргентина, Испания) и мезозойского (Австралия, Карпаты) возраста.

4. Проявления пиррофиллита в жильных гидротермальных системах платформ и складчатых поясов. В Индии месторождения пиррофиллита связаны с комплексом гранитоидов архейского возраста и приурочены к зальбандам крупных вертикальных кварцевых тел ("кварцевых рифов") мощностью до 100 м, протяженностью до десятков километров. Кварцевые гидротермальные жилы палеозойского возраста в породах различного генезиса (габбро и серпентинитах Березовского месторождения, кислых вулканиках месторождения Ибитиара, Бразилия и др.) обычно сопровождаются пиррофиллитовой минерализацией меньшего масштаба, но редкостной красоты.

5. Пиррофиллитсодержащие коры выветривания. Известны пиррофиллитсодержащие коры выветривания промышленных масштабов, развитые по метаморфическим толшам и метасоматитам платформ и складчатых поясов, содержащим пиррофиллитовую минерализацию (США, Испания, Алтай).

Таким образом, пиррофиллитовые месторождения формируются в различных геодинамических обстановках при воздействии гидротерм в процессе метасоматических (1-й и 2-й тип), метаморфических (3-й тип) и жильных (4-й тип) преобразований пород преимущественно кислого и среднего состава. Кислотная среда приводит к формированию концентрированных гидротерм ($pH < 3$), необходимых для процесса пиррофиллитизации. Температурные условия ($270-420^{\circ} C$) не

выходят за пределы интервала стабильности пиррофиллита [3] при общем давлении 1–2 кбар. Образование месторождений 5-го типа определяется устойчивостью пиррофиллита в условиях гипергенеза.

Библиографический список

1. Зайков В.В., Удачин В.Н., Сinyaковская И.В. Месторождения пиррофиллитового сырья // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 2. С. 93–106.
2. Zaykov V.V., Sinyakovskaya I.V. The Perspectives of using of pyrophyllite raw materials in the Urals copper ore regions // Materials of 30th session of the International Geological Congress. Beijing, China, 1996. P.12.
3. Зарайский Г.П. Зональность и условия образования метасоматических пород. М.: Наука, 1989. 341 с.

Н.Р. Аюпова, В.В. Масленников

Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс

НАДРУДНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ КАК МИНЕРАЛОГОО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ ГЛУБОКОЗАЛЕГАЮЩИХ ЗАЛЕЖЕЙ КОЛЧЕДАНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЮЖНОГО УРАЛА

Надрудные толщи крупных колчеданных месторождений Южного Урала характеризуют три основных обстановки осадконакопления. По преобладанию осадочных фаций выделяются: 1) яшмо-силицитовые, 2) черносланцевые, 3) черносланцево-яшмовые и 4) карбонатно-яшмовые типы надрудных геологических разрезов. Для каждого из них характерны свои минералогическо-геохимические особенности надрудных отложений, позволяющие прогнозировать положение глубоко-козалегающих колчеданных залежей.

В надрудных толщах первого типа (яшмы, пелитолиты Октябрьского, Подольского, Юбилейного и других месторождений) индикаторными являются железисто-кремнистые, гематит-карбонатные, пирит-кремнистые пелитолиты, для которых характерны значительные вариации содержания Cu , Zn и Pb . Надрудные породы содержат либо продукты субмаринного окисления сульфидных взвесей, либо продукты более поздней гидротермальной деятельности. На ряде месторождений (Октябрьское) выделяются фосфатсодержащие разновидности, отражающие, очевидно, положение пригидротермальных бактериальных «матов». С удалением от месторождений индикаторные надрудные фации исчезают.

Текстура кремнистых пород параллельно-слоистая, градационная, оползневая. Кроме кварца в состав кремнистых пелитолитов входят хлориты, калиевые гидрослоды, эпидот, лейкоген, иногда кристаллический альбит. Незначительная примесь гематита окрашивает породу в темно-красный цвет. В пелитолитах встречаются многочисленные радиолярии.

Надрудные толщи второго типа (углеродистые пелитолиты Маукского, Зимнего месторождений, Карабашская группа, Левихинская группа) резко отличаются от кремнистых пелитолитов темной окраской. Это почти черные или тем-

но-серые породы с синеватым, коричневатым или зеленоватым оттенком. Их окраска зависит от повышенного содержания углеродистого вещества и закиси железа. В отличие от фтанитов и лидитов регионально распространенного мукасовского горизонта (D_{3fr}), для углеродистых пелитолитов из надрудных толщ колчеданных месторождений характерны обилие прослоев пирита и повышенные содержания Pb, Zn, Mg, Al.

Углеродистые пелитолиты и алевролиты состоят из кварца, альбита, гидрослюдасто-хлоритового материала. Углеродистое вещество и пирит образуют тонкие прослои.

В третьем типе разреза (Блявинское месторождение) наблюдается совмещение осадков, характерных для первого и второго типов.

Особое значение имеют надрудные толщи четвертого типа, представленные в Верхнеуральском рудном районе. Карбонатные породы слагают надрудную толщу Талганского медно-цинково-колчеданного месторождения. Они представлены известняками светло-серого цвета с многочисленными фаунистическими остатками. Их характерным признаком является брекчированность, где трещины и цемент выполняет сульфидный или красно-коричневый карбонатно-гематитовый материал. На Талганском и Узельгинском месторождениях с брекчиями известняков сочетаются маложелезистые гематит-карбонатные пелитолиты, заполняющие гидротермокарстовые провалы в надрудной карбонатной толще над колчеданными залежами. Известняки, вскрытые в карьере Молодежного месторождения, тоже имеют брекчиевые слои с размером обломков от 1-2 см до 50 см разнообразной формы. Надрудные известняки в отличие от фоновых содержат повышенные количества барита и марганцовистого кальцита, что и отражается на геохимических ореолах. С удалением от месторождений в известняках появляется свободное углеродистое вещество, место барита, сульфидов, гематита занимает кварц.

Первые исследования показывают, что минералого-геохимические особенности надрудных отложений, выявляемые при их сравнении с фоновыми осадками, могут быть использованы для локального прогнозирования глубокозалегающих колчеданных залежей.

В.Я. Алексеев

Пермское ГПП «Геокарта»

СВИНЦОВЫЕ РУДОПРОЯВЛЕНИЯ СЕВЕРНОГО УРАЛА

Верхнемойвинское проявление свинцовых руд открыто в 1989 г. в геологическом маршруте при ГДП-50 Тулымской площади на водоразделе р. Бол. Мойва и руч. Лиственничный, в 3 км к северо-востоку от г. Бол. Мойва.

Район расположен в пределах Центрально-Уральского поднятия, в 3-7 км к югу от Мойвинских массивов ультрабазитов и гранитоидов. На северном склоне

г. Бол. Мойва закартированы белые метасоматически измененные кварцитопесчаники муравьиной свиты R₂ шг.

На залесенном водоразделе северо-западного простирания среди открытого курума на участке площадью 50 x 60 м автором встречены элювиальные крупно-глыбовые развалы белых микрокварцитов с обильной вкрапленностью галенита. Размеры глыб с бедной вкрапленностью достигают 1.5 x 1.8 x 4.5 м, с богатыми рудами - 0.9 x 1.2 x 1.8 м.

Визуально выделяются 4 типа оруденения:

- руды прерывисто-полосчатые, в которых кристаллы галенита до 1 см распределены в виде полос толщиной 1-2 см. Содержание Pb - 10.8 % при видимой мощности 0.2 м;
- руды пятнистые с гнездами галенита до 3-5 см. Содержание Pb - 23.1 % при видимой мощности 0.6 м;
- желваки и шпиры массивных руд размером 5 x 10 x 10 см с корочкой англезита. Содержание Pb - 55.0-55.8 %;
- англезитовые руды, представленные метасоматически измененными розовато-желтыми кварцитами с серыми выветрелыми включениями кристаллов галенита до 1 x 1 см, нацело замещенными англезитом. Содержание Pb - до 2.6 % при видимой мощности пород до 2 м.

Убогая вкрапленность галенита до 1 x 3 мм встречена в 50 и 150 м южнее в коричневато-серых кварцитопесчаниках. Содержание Pb-0.66%.

В 300 м к северу среди курума встречена глыба белых кварцитов до 1,5x1,5м с гнездами неправильной формы, выполненными кристаллами галенита до 2x3 см (Pb - 0,49 %). В 650 м к югу от первого пункта при проходке шурфов в элювиально-делювиальных отложениях встречены желваки галенита размером до 5 x 5 x 20 см (Pb - 55.0 %). В 2400 м к югу от первоначальных находок галенита на северо-западном склоне г. Бол. Мойва в коренном обнажении кварцитопесчаников встречена кварцевая жила с горным хрусталем от 1-2 мм до 1-2 см и галенином до 2-3 см. Общая протяженность распространения галениновой минерализации, установленная по результатам маршрутных наблюдений и горных работ, составляет 2,7 км.

В итоге изучения проб-протолок минералогами «Геокарты» на проявлении определено 42 минерала: амфибол, анатаз, англезит, анкерит, апатит, биндгеймит, вульфенит, галенит, гематит, гидроокислы Fe, гипс, гранат, золото, ильменит, карбонат, кварц, корунд, лейкоксен, лимонит, магнетит, магнитные шарики, малахит, молибденит, монацит, перовскит, пирит, пироксен моноклинный, пироморфит, полевой шпат, рутил, слюда, сфалерит, сфен, турмалин, фуксит, халькопирит, хлорит, хромшпинелид, церуссит, циркон, эпидот.

При проведении детализационных маршрутов, горных работ, а также магниторазведки и электроразведки (методом ВП) было уточнено геологическое строение Верхнемойвинского проявления галенита.

В тектоническом отношении рудоносная пачка приурочена к белым кварцитам, залегающим в мульде пологой синклинали, образованной сланцами муравьиной свиты R_2 пг.

Верхнемойвинское проявление галенита следует отнести к типу чисто свинцовых согласных стратифицированных слабометаморфизованных месторождений, с которыми связано 90 % мировых запасов и 96 % запасов бывшего СССР.

В 28 км южнее Верхнемойвинского проявления при ГДП-50 Шудьинской площади в 1992г. обнаружено Галенитовое проявление (материалы Б.В. Клименко и Н.Е. Борисова с коллегами, 1998ф), которое находится в верховьях р. Сухая Паниха (левый приток р. Верхняя Паниха) и приурочено к пачке железистых доломитов, залегающих среди песчано-сланцевых толщ чувальской свиты. Оруденение представлено мелкокристаллическим галенитом без видимого присутствия других сульфидов. Содержание Pb - до 1.23 %, по результатам минералогического анализа проб-протолок - до 6,6 %.

В 17 км севернее Верхнемойвинского свинцового проявления при ГС-50 Ишеримской площади было выявлено Мойвинское полиметаллическое проявление с содержаниями Pb до 1,73 % (Аблизин Б. Д. и др., 1968ф). В тот же период поисками по вторичным ореолам рассеяния к северу от г. Бол. Мойва была установлена аномалия с содержаниями Pb до 0,01 %. Учитывая площадную аномалию Pb, выявленную южнее, на Мартайской площади (Курбацкий А. М. и др., 1967ф), а также наличие полиметаллического проявления Верхняя Юбрьшка (Аблизин Б. Д. и др., 1973ф) в 7 км к югу от Галенитового в пределах выделяемой Мойвинско-Панихинской рудоносной зоны общей протяженностью 52 км, следует ожидать открытия новых объектов.

В.П. Парначев*, А.Н. Смагин, А.В. Ренжин
*Томский университет, АО "Красноярскгеология"

ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ЗОЛОТОНОСНОСТИ ВОСТОЧНОГО САЯНА

Регион характеризуется наличием повышенно золотоносных разновозрастных породных ассоциаций, сформировавшихся в различных геодинамических обстановках.

В пределах Канской и Бирюсинской глыб основные типы золоторуднения связываются с метаморфическими осадочно-вулканогенными образованиями архейских (3.1-2.5 млрд лет) зеленокаменных поясов. Повышенной золотоносностью характеризуются мета-базальт-коматиитовые, габбро-дунитовые, алогипербазитовые и плагиогнейсовые комплексы. При этом золото-кварцевое, золото-сульфидно-кварцевое и золото-сульфидное оруденение пространственно контролируется зонами разрывных нарушений.

Золотое оруденение раннепротерозойского этапа (2.5-1.65 млрд лет) связано с заложением интракратонных трогов и эпикратонных прогибов. Повышенной золотоносностью в связи с этими структурами характеризуются анортозит-гипербазит-габбровые и тоналит-трондьемитовые массивы, с которыми пространственно связаны золотоносные россыпи. Коренные источники представлены золотокварцевыми жилами. В более позднее время, в интервале 1.9-1.6 млрд лет, проявились коллизионные процессы, складчатость, метаморфизм амфиболитовой фации и плагιοгранитизация с формированием плаstopодобных и решетчатоячеистых массивов диорит-тоналит-трондьемитового состава. Стратиформное редкометалльно-сульфидное оруденение с золотом и вольфрамом локализуется в известково-гнейсовых скарнированных толщах саянской серии, но остается слабоизученным и требует особого внимания.

В раннесреднерифейский этап (1.65-1.05 млрд лет) происходит заложение рифтоподобных Саянского и Жайминского прогибов, в пределах которых накапливается мощная, обогащенная органическим веществом кремнисто-глинисто-известковая (кварцит-черносланцево-мраморная) толща (жайминская серия), с которой пространственно связаны высокопродуктивные россыпи золота, а также слабо изученное стратиформное редкометалльное (с золотом, серебром, медью и молибденом) оруденение (Смагин, Ренжин, 1992). Среди коренных источников выявлены мелкие золотокварцевые, золото-кварц-малосульфидные жилы и сульфидные зоны.

Позднерифейский этап (1.05-0.65 млрд лет) проявился в заложении континентальных рифтогенных прогибов и накоплении вулканогенно-осадочных кувайской, лысанской и ашкасокской серий. В зонах гидротермальной проработки вулканитов установлены вторичные ореолы цинка, свинца, меди, серебра и мышьяка, что позволяет предполагать возможность наличия коренного оруденения золотосульфидной и золотосеребряной формаций. Это подтверждается присутствием россыпных месторождений золота, пространственно связанных с полями развития вулканогенно-осадочных серий.

Венд-раннекембрийский этап (0.61-0.55 млрд лет) характеризует формирование пострифтовых осадочных бассейнов, в пределах которых накапливались терригенно-карбонатные высокоуглеродистые толщи. В этих толщах недавно выявлено тонковкрапленное золотое оруденение "невадийского" типа (Смагин и др., 1992, 1998). Коренные источники представлены маломощными рудными залежами (окварцованные, аргиллизированные и сульфидизированные метадоломиты), контролируемые зонами разрывных нарушений. На современном срезе такие зоны фиксируются карстовыми западинами, выполненными корами выветривания, а также разномасштабными аллювиальными и элювиально-склоновыми россыпями.

Среднекембрийский этап (0.55-0.53 млрд лет) знаменуется коллизионными процессами и проявлением габбро-диорит-гранодиоритового магматизма, с которым генетически связана известная Ольховско-Чибижевская группа рудных и

россыпных месторождений золота. Предполагается, что магматиты являются продуктом островодужных или коллизионных процессов.

Ордовикский (510–440 млн лет) и раннедевонский (410–395 млн лет) этапы характеризуются проявлением в обстановках континентального рифтогенеза базальтоидного и щелочносалического вулканизма, граносиенитового, сиенитового, нефелинсиенитового глубинного магматизма. С этими процессами связано формирование золотого оруденения золотомышьяковой, золотосеребряной, золото-сульфидной и золотокварцевой формаций, разнообразных метасоматитов, несущих золотое оруденение.

Наличие золотого оруденения в одном регионе в разновозрастных геологических формациях (от архея до девона), сформировавшихся в различных геодинамических обстановках, подразумевает возможное перераспределение золота и других сопутствующих металлов из древних формаций в молодые при каждой последующей тектономагматической активизации. Это подтверждается преимущественной приуроченностью известных рудных и россыпных месторождений к разрывным нарушениям, представляющим собой наиболее благоприятные структуры для проявления эндогенных и экзогенных процессов.

Проведенный геодинамический анализ позволяет, во-первых, более четко наметить критерии регионального и локального прогноза на поиски рудного и россыпного золота и определить шесть первоочередных золотоносных поисковых структур, во-вторых, установить новый для региона высокоперспективный "невадийский" тип золотого оруденения в высокоуглеродистых терригенно-карбонатных толщах венд-раннекембрийского возраста, которые, по Д.А. Щеглову (1995), "практически не известны в нашей стране и их поиски являются одной из важных задач прикладной геологии и прогнозных исследований".

А.С. Николаев
ОАО "Уралкалий"

КРАТКАЯ ИСТОРИЯ ОТКРЫТИЯ НАХОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА В СОЛЯХ

Геологическая служба ОАО "Уралкалий" располагала данными спектрального анализа солей Верхнекамского месторождения, шламов и солеотходов, благодаря которому было установлено, что содержание золота в них колеблется от 1 до 6 г/т, достаточно давно (с 1984 г.). В 1992 г. геологи "Уралкалия" В.В.Белкиш и А.С. Николаев отправили в Ташкент в ЦАЛ ГГП "Краснохолмск-геология" пробы солей. С помощью инструментального нейтрон-активационного анализа было установлено, что содержание золота в сильвинитах составляет $5 \cdot 10^{-6}$ %. В 1993 г. в МХТИ под руководством профессора Ю.И.Дытнерского были получены данные детального анализа проб глинисто-

солевых шламов (ГСШ) и галитовых отходов. По этим данным содержание золота в галитовых отходах составляло 1 г/т, в ГСШ - 6 г/т.

В конце 1993 г. на основе работ Ю.И. Дытнерского институт "Гиредмет" провел исследования шламов и галопелитов руд под электронным микроскопом. Представленные фотографии золотин явно говорили о том, что золото имеется в руде и шламах в *гравитационной форме*. Отмечались также самородные платина и серебро. Был сделан вывод о промышленной значимости концентраций золота, серебра и платиноидов в рудах минеральных солей и вмещающих породах Верхнекамского солеродного бассейна. Представивший данные по исследованию шламов старший научный сотрудник Гиредмета Л.Г. Матюшев предложил очевидный тогда способ гравитационного извлечения золота из ГСШ на концентраторе Кнельсона.

С конца 1993 г. по январь 1994 г. Гиредмет провел ряд анализов отвальных продуктов БРУ-1 и БРУ-2. В результате предварительных экспериментов из шламов с содержанием 0,6 г/т был получен золотой концентрат с содержанием 175 г/т, пригодный для получения товарного золота известными методами. В начале марта 1994 г. было представлено ТЭО постановки НИР по комплексному использованию шламовых продуктов обогатительных фабрик АО "Уралкалий", изучению форм нахождения золота в исходных золотосодержащих продуктах.

В апреле 1994 г. было проведено техническое совещание с участием АО "Уралкалий", институтов НИИ Энергоцветмет, Гиредмет, предприятия "Терра Роса" по технологии извлечения золота и постановке геолого-разведочных работ на шламохранилищах АО "Уралкалий". Финансирование всех работ по проблеме распределения благородных металлов в солях ВКМКС и их извлечения АО "Уралкалий" взяло на себя, так как других источников средств не было. Все дальнейшие работы с 1994 г. по настоящее время проводились Гиредметом.

С марта по август 1994 г. им были исследованы исходная руда и шламы фабрик БРУ-1, установлены промышленные содержания благородных металлов в нерастворимых продуктах. На лабораторном концентраторе «Knelson-3» получены первые золотосодержащие концентраты. Проведены поисковые работы по концентрированию золота методами флотации и гидрохлорирования (масса проб составляла до 500 кг), а также по извлечению золота из насыщенных растворов. Впервые установлено, что золото, помимо самородного, содержится в коллоидной форме. Проверены способы выделения коллоидного золота из раствора. Геологи В.В. Белкин и А.С. Николаев на основе отбора и анализа нескольких геологических проб из пластов установили крайне неравномерное распределение золота по литологическим и стратиграфическим разностям сильвинитов и солей.

В апреле 1994 г. А.Ф. Сметанников по заказу ОАО "Уралкалий" на основе результатов анализа двух штучных проб подтвердил ранее полученные Гиредметом данные. В июле 1994 г. он провел исследования продуктов передела фабрик БРУ-1 (4 пробы) и предложил гидроциклонирование шламов. Результаты выполненных работ были включены в отчет ГИ УрО РАН по договорным работам с ОАО "Уралкалий" за 1995 г.

С августа по октябрь 1994 г. АО “Уралкалий” были проведены геолого-разведочные работы на шламохранилище БРУ-1 с привлечением для аналитических работ Гиредмета.

В 1995 г. состоялись укрупненные лабораторные испытания процессов концентрирования золота с использованием концентратора Кнельсона и лабораторных флотомашин. Флотационный концентрат по сравнению с гравитационным оказался малопригоден для дальнейшего гидрохлорирования. Были рекомендованы исходные данные для создания установки предварительного концентрирования золота. Пробы пласта “маркирующая глина” из подстилающей каменной соли оказались пустыми. Во всех полученных на “Кнельсоне” концентратах с трех обогатительных фабрик было установлено самородное золото. Проверены различные методы анализа проб солепродуктов на золото, установлены наиболее надежные методы: пробирный анализ по усовершенствованной методике ЦНИГРИ для анализа солепродуктов, усовершенствованная Гиредметом методика экстракционно-фотометрического анализа.

В начале 1996 г. были начаты опытно-промышленные испытания процесса центробежной концентрации. В этом же году провели работы по осаждению благородных металлов из рассолов фабрик. Извлечение золота оказалось низким. Переработка рассолов в концентрат обнаружила свою убыточность. Провели опыты по сорбции благородных металлов с применением ионитов. Возникли следующие трудности: отсутствие собственной лаборатории для оперативной проверки технологических режимов, колебаний концентрации металла в исходной руде, изменения количественных соотношений между растворимыми и нерастворимыми формами нахождения металлов.

В 1997 г. из Гиредмета получены результаты по 210 послойным керновым пробам. Подтвердились и уточнены данные 1994 г. о неравномерном распределении золота в рудах. Продолжены работы по изучению распределения золота по продуктам обогатительных фабрик, поиску эффективных технологий извлечения золота в связи с существенными изменениями содержания различных форм золота в исходной руде и продуктах обогащения. Изменения существенно влияют на результаты последующих технологических операций.

В 1998 г. к работам по технологии извлечения золота из рассолов было подключено АО “Галургия”, работники которого в лабораторных опытах получили неплохие результаты, используя метод ионной флотации. Было проведено совещание по достигнутым результатам в Пермгеолкоме, намечены пути дальнейших исследований.

ОБ УРОВЕННОМ СТРОЕНИИ И ФАКТОРАХ ОБРАЗОВАНИЯ РОССЫПИ ПЛАТИНЫ РУЧЬЯ ЛЕДЯНОЙ (КОРЯКСКОЕ НАГОРЬЕ)

Целью исследования явилось изучение уровня строения россыпи ручья Ледяной и анализ роли основных россыпеобразующих факторов. Фактическим материалом послужили данные детальной разведки россыпи (Мелкомуков, Зайцев, 1997).

Для выявления уровня строения россыпи оценивалась частотная изменчивость четырех параметров (содержаний и вертикальных запасов платины, мощностей "песков" и мощностей аллювия в целом) с помощью радиуса геометрической автокорреляции (Мягков и др., 1986). Всего было изучено 64 реализации в 16 поперечных сечениях россыпи и 4 реализации в продольном сечении. Результаты исследования показали, что минералогические и морфометрические поля россыпи имеют уровень строения, отчетливо выраженное в иерархии следующих четырех дискретных уровней (таблица).

Параметры россыпи	Поперечное направление				Продольное направление			
	Средние радиусы автокорреляции (м) 1-4 уровней геополей:							
	1	2	3	4	1	2	3	4
Содержание платины	тренд	185,8	54,0	19,3	тренд	тренд	755	192
Вертикальный запас платины	тренд	188,5	52,6	18,7	тренд	тренд	506	195
Мощность "песков"	тренд	186,7	58,6	15,9	тренд	тренд	627	290
Мощность аллювия	тренд	220,0	59,3	-	тренд	тренд	580	159

Выявленные уровни изменчивости геопараметров сопоставлены со следующей системой уровней строения аллювиальной россыпи (Набуллин, 1988): 1-2) уровни геоморфологически обособленных отрезков и участков россыпи, 3-4) уровни струй и линз полезного ископаемого. Анализ геологической информации, графических моделей строения россыпи и пространственного распределения платины позволил выявить и количественно оценить роль основных факторов, определяющих строение россыпи на первых трех уровнях.

В формировании геоморфологически обособленных отрезков россыпи важнейшую роль сыграли основной и дополнительные источники питания, неотектоника и эрозионно-аккумулятивная деятельность реки.

Основным источником питания россыпи явились дуниты Гальмознанского массива дунит-клинопироксенит-габровой формации и серпентинитовый меланж в зоне Ватынского надвига (Мелкомуков, 1998), которые дренируются верховьями как самого ручья Ледяного, так и его многочисленных левых притоков. Последние служили зонами дополнительного приноса платиноносного обломочного материала, что явилось причиной возникновения миграционной зональности, не характерной для россыпей с одним источником питания в истоках реки. На уровне отрезков россыпи эта зональность выразилась в общей тенденции *увеличения* содержаний и вертикаль-

ных запасов платины *вниз по течению* ручья. На уровне же участков россыпи дополнительный принос обусловил резкое локальное увеличение средних содержаний, вертикальных запасов и средних размеров зерен платины вблизи устьев левых притоков ручья Ледяного, а также появление на этих участках дополнительных платиноносных струй, не согласующихся с флуктуациями рельефа плотика.

Однако важнейшим фактором формирования геоморфологически обособленных отрезков россыпи оказалась неотектоника, обусловившая существенное отличие условий россыпеобразования на верхнем и нижнем по течению отрезках долины и явившаяся причиной следующих различий их строения.

Верхний отрезок характеризуется большим продольным уклоном долины (0,05) и небольшой средней шириной промышленного контура россыпи (180 м). Он сложен перстративным аллювием нормальной мощности, залегающим в виде "террасовой лестницы". Средние мощности аллювия и продуктивного пласта составляют 5,0 и 1,2 м, среднее содержание и вертикальный запас платины 1,2 г/м³ и 4 г/м². Здесь выделяется один промышленный пласт "песков", приуроченный к основанию аллювиальной толщи. Вариации мощностей "песков" незначительны, наблюдается очень тесная положительная корреляционная связь кровли "песков" с их подошвой и рельефом коренного плотика. Такие россыпи формируются при режиме чередования периодов подъема земной коры и относительной тектонической стабильности (Лунев, 1967; Быховский и др., 1981; Шило, 1981).

Нижний отрезок россыпи характеризуется более пологим продольным уклоном (0,018) и большей средней шириной промышленного контура (220 м). Он сложен констративным аллювием избыточной и очень изменчивой мощности (от 5 до 23 м, в среднем 15 м), образующим серию наложенных погребенных террас с залеганием молодых голоценовых отложений на древних верхнечетвертичных. Продуктивный горизонт имеет очень изменчивую мощность от 1 до 10 м (в среднем 5 м) и делится на три промышленных пласта. Нижний пласт приурочен к коренному плотику, средний залегает на коренном или ложном плотике, а верхний - полностью на ложном плотике, в связи с чем наблюдается сложное полимодальное распределение платины по вертикали. Среднее содержание платины составляет 2,4 г/м³, вертикальный запас 12 г/м². Отмечается очень тесная *отрицательная* корреляционная связь кровли "песков" с их подошвой и рельефом коренного плотика, а также более тесные, чем на верхнем отрезке, отрицательные связи мощностей "песков" и аллювия с отметками плотика. Поскольку подобное строение россыпей и распределение в них полезного компонента характерно для зон неотектонических уступов и впадин (Лунев, Сычкин, 1979; Быховский и др., 1981), то следует считать, что нижний отрезок россыпи ручья Ледяной формировался в условиях неотектонического опускания.

Влияние эрозионно-аккумулятивной деятельности реки наиболее четко проявилось на уровне струй полезного ископаемого. Оно выразилось в довольно тесных отрицательных корреляционных связях содержаний и вертикальных запасов платины с превышениями плотика над линейным трендом, что хорошо согласуется с аналогичными закономерностями, выявленными на россыпях алмазов, касситерита, золота (Набиуллин, 1988) и в лабораторных опытах (Хмелева и др., 1981). Однако из-за влияния отрицательных неотектонических движений и дополнительных источни-

ков питания эта связь оказалась затухающей и проявилась лишь на ограниченных участках верхнего отрезка россыпи.

Г.В. Лебедев, Р.Г. Ибламинов
Пермский университет

КРИТЕРИИ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ АЛМАЗОНОСНЫХ МАГМАТИТОВ В УСЛОВИЯХ ЗАПАДНОГО СКЛОНА СЕВЕРНОГО И СРЕДНЕГО УРАЛА

В последние годы в связи с обнаружением на Полюдовом Кряже магматических пирокластических горных пород, которые считаются вероятными первоисточниками алмазов [9, 10, 11, 5 и др.], вновь возрос интерес к проблеме выявления коренных месторождений алмазов. Как известно, они могут быть связаны с щелочно-ультрасосновными породами типа кимберлитов, лампроитов и родственными им разнофациальными образованиями, которые в целом могут объединены термином алмазоносные магматиты.

Обобщение сведений о местоположении алмазоносных магматитов в земной коре [2, 14] позволяет сформулировать следующие критерии их регионально-прогнозирования. Алмазоносные магматиты являются продуктами плавления мантийного материала, приурочены к внутрикратонным (кимберлиты) или перикратонным областям и причленены к ним древним подвижным поясам (лампроиты) в регионах с мощной (более 40-50 км) корой, претерпевшей многократные проявления резургентных (сжатие-растяжение) тектонических процессов. Большинство магматитов косвенно связано с субдукционными и рифтогенными процессами и приурочено к рифтам, континентальным линейам и мантийным плюмам. В пределах алмазоносных провинций кимберлиты часто ассоциируют с лампроитами и карбонатитами, хотя конкретная тектоническая позиция их может быть различной. Воспользовавшись этими критериями, обратимся к палеотектоническим особенностям рассматриваемой территории.

Фундамент Западно-уральского региона по А.М. Зильберману и В.А. Цыганкову [4] представляет собой окраину архейского кратона с причлененными к нему раннепротерозойскими мобильными зонами: Западно-Уральской - современного субмеридионального, Кандалакшско-Красновишерской - северо-западного, Пермско-Чусовской - субширотного простирания. В позднем протерозое первые две зоны, сочленение которых образует тройную точку, подверглись рифтогенной активизации с чередованием периодов растяжения, существовавшими в позднем рифее и раннем венде, с периодами сжатия, имевшими место, по видимому, на границах рифея и венда, раннего и позднего венда, позднего венда и раннего палеозоя. Во время рифтогенеза наряду с основными рифтами формировались ответвления от них в виде менее развитых рифтов. Реликтом такого недоразвитого рифта можно считать Чикманский на Среднем Урале. В периоды релаксации земной коры сразу после сжатия происходило проникновение в нее

глубинного материала. Так, с рифейско-вендским этапом, по-видимому, связано формирование расслоенных интрузий сарановского габбро-дунит-гарцбургитового комплекса, с ранне-поздневендским - благодатского пикрит-трахибазальтового карбонатитового, с поздневендско-раннепалеозойским - антипинского пикритового, кузьинско-промысловского эссексит-пикритового (магматические комплексы по А.М. Зильберману [3]).

Начиная с раннего ордовика, тектоническое развитие территории в значительной степени определялось процессами, происходившими восточнее в связи с эволюцией Уральского палеоокеана. Периспрединовый режим пассивной окраины континента раннего-среднего ордовика в конце среднего ордовика сменился субдукционным, который продолжался до конца раннего силура, что привело к образованию Верхнепечорско-Колпаковской островной дуги и Вишерско-Висимского задугового бассейна с типичными для подобных зон магматитами. В позднем силуре - раннем девоне произошла аккреция каледонид к Русской плите, после чего вплоть до сакмарского века ранней перми на территории установился плитный эпикаледонский режим. В релаксированной земной коре этого времени сформировались дайковые комплексы: лыпинский габбродиабазовый, усьвинский габбродиабаз-долеритовый и верхнесеребрянский сиенит-трахидолеритовый. По-видимому, с этим же этапом связано формирование туф-физитовых щелочно-ультраосновных комплексов Поллодова Кряжа. Магматическая активизация территории в плитный эпикаледонский этап, очевидно, явилась отражением субдукционных движений герцинского цикла, происходивших восточнее. Начиная с артинского до уфимского веков территория подвергалась герцинской коллизии, сформировавшей современный тектонический план региона. После этого до настоящего времени имеет место плитный эпигерцинский режим, который, по-видимому, осложнялся мезозойской активизацией, связанной со сменой режима позднегерцинского сжатия режимом растяжения. Изложенное позволяет наметить возможные периоды формирования алмазоносных магматитов: рубеж раннего и позднего венда, поздний венд - ранний ордовик, конец раннего девона - сакмарский век ранней перми, послелекзанское время.

В пределах Западно-уральского алмазоносного пояса Уральской провинции выделяются три субмеридиональные полосы россыпной алмазоносности [7]: Западная, Центральная и Восточная, которые контролируются глубинными рифтогенными разломами рифейско-ранневендского заложения - соответственно Язьвинско-Вижайским, Пелинско-Косьвинским, Улсовско-Висимским. Первый и третий являются прибортовыми разломами рифта, а второй - внутририфтовым слабоалмазоносным. В пределах полос выделяются поля алмазоносности, которые наиболее отчетливо проявляются в Западной полосе. Положение полей контролируется тройными точками, образовавшимися на участках пересечения основного рифта первого порядка с его диагональными ответвлениями или линейными второго порядка преимущественно северо-западного, реже северо-восточного, простирания. Наиболее крупными полями являются Поллодово-Колчимское и Чикманское. Специфической особенностью размещения алмазоносных полей яв-

ляется то, что они находятся не непосредственно над узлами пересечения разломов, а на некотором удалении от них в направлении простирания менее развитого рифта. Более мелкие поля могут располагаться на удалении от структур первого порядка близ сочленения структур второго и третьего порядка, как, например, Верхнеухтымское и Ксенофоновское поля.

Глубинное строение наиболее крупного из алмазоносных полей, Полудово-Колчимского, характеризуется следующими особенностями. Поверхность литосферной мантии здесь приподнята и находится на глубине около 40 км. Это могло способствовать более интенсивному прогреву земной коры и проникновению по глубинным разломам мантийных флюидов. Таким глубинным разломом мог явиться Нырбско-Красновишерский надвиг северо-восточного падения. По данным ГСЗ надвиг фиксируется не только в чехле, но и в гранулитобазальтовом слое фундамента до глубины порядка 25 км, где он утыкается в зону глубинных разломов западного падения, прослеживающуюся от поверхности Конрада до мантии.

Локальное прогнозирование площадей развития алмазоносных магматитов, с нашей точки зрения, возможно лишь на основе комплексного минерагенического анализа с учетом всего разнообразия критериев прогнозирования. Анализ наиболее изученного Полудово-Колчимского поля по материалам В.К.Серебренникова (1983) позволил выделить перспективные площади и наметить следующий комплекс критериев прогнозирования [6].

Пликативные структуры недостаточно отчетливо фиксируют положение перспективных площадей. Несмотря на то, что последние чаще приурочены к периферии положительных структур (крыльям и замыканиям), тем не менее они могут находиться и в их ядерных частях. Дизъюнктивный контроль проявляется более отчетливо и выражается в приуроченности площадей к узлам пересечения продольных разрывов и зон повышенной трещиноватости северо-западного простирания с поперечными скрытыми малоамплитудными разрывами северо-восточного простирания, расстояние между которыми отличается удивительным постоянством и составляет в среднем около 2 км. Поперечные разрывы фиксируются в отложениях рифея, венда, ордовика, силура и нижнего девона и, как правило, не выходят за пределы пашийского обрамления Колчимской и Тулым-парминской антиклиналей.

Литологический фактор выражается в приуроченности большей части перспективных площадей к палеозойским, реже рифейским и вендским терригенным породам, залегающим среди толщ карбонатных. Такая позиция способствовала процессу гидроразрыва пластов [15], при котором в более пористых и проницаемых терригенных породах, окруженных менее пористыми карбонатными, формировались субсогласные камеры, благоприятные для локализации продуктов флюидного магматизма. При этом, очевидно, имели место различные гидровулканические процессы, образовывавшие разнообразные структурные формы магматитов, механизм которых разработан В. Лоренсом и Дж. Вулфом [1]. Результатом

этих процессов являются, в частности, флюидно-эксплозивные образования, описанные И.И. Чайковским [12].

Зоны продольных и поперечных разрывных нарушений и узлы их пересечения фиксируются многочисленными пунктами минерализации, реже - проявлениями кварц-молибденитовой, кварц-барит-пирит-халькопиритовой, кварц-барит-пирит-халькопирит-сфалерит-галенитовой, самородной ртути, бурожелезняковой с золотом ассоциаций, а также мобилизованным стратиформным полиметаллическим оруденением в карбонатных породах. На ряде площадей в коренных породах обнаружены минералы-спутники алмазов: пиропы, хромшпинелиды, хромдиопсид, кроме того, в аллювии наряду с перечисленными минералами присутствуют муассанит, оливин, лейцит, лейкоксен, ставролит, магнетит, амфиболы, а также платиноиды, обнаруженные А.Б.Макеевым и др. [8].

Перспективные площади отражаются в геохимических полях комплексными аномалиями элементов гипербазитов (Cr, Ni, Co, Mn, Sc), щелочных пород (Y, Sr, Ba, Nb) и гидротермальных руд (Cu, Pb, Zn, Mo, As). В геофизических полях они фиксируются положительными магнитными и радиометрическими аномалиями.

Прямыми признаками коренной алмазности можно считать факты обнаружения алмазов в коренных породах, расположение большинства перспективных площадей в "головах" россыпей или близ участков россыпей с резко увеличенным содержанием алмазов. На близость первоисточников может также указывать разнообразие морфологии кристаллов алмазов [13].

Благодаря работам А.Я. Рыбальченко, Т.М. Рыбальченко и др. [9, 10, 11] на Поллодова-Колчимском поле были выявлены многочисленные проявления предполагаемых алмазносных пирокластитов. Сопоставление их пространственного положения с выделенными нами перспективными площадями показало хорошую сходимость результатов, которая составила 76 %.

Библиографический список

1. Гаранин В.К. Введение в минералогию алмазных месторождений. М.: Изд-во МГУ, 1989. 200 с.
2. Доусон Дж. Кимберлиты и ксенолиты в них. М.: Мир, 1983. 300 с.
3. Зильберман А.М. Некоторые вопросы корреляции магматических комплексов западного Урала (на примере Северного и Среднего Урала) // Моделирование геологических систем и процессов. Пермь, 1996. С.46-49.
4. Зильберман А.М., Цыганков В.А. Глубинные структуры Западного Урала и Приуралья // Прогнозирование и методика геолого-геофизических исследований месторождений полезных ископаемых на Западном Урале. Пермь, 1994. С.3-4.
5. Курбацкая Ф.А., Рыбальченко Т.М., Ибламинов Р.Г., Лебедев Г.В. Новые данные о магматизме Поллодова Кряжа. // Магматизм, метаморфизм и глубинное строение Урала. Ч.1. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. С. 142 – 144.
6. Лебедев Г.В., Ибламинов Р.Г. Результаты минерагенического анализа юго-восточной части Поллодова-Колчимского антиклинория для оценки перспектив выявления алмазносных магматитов. // Магматизм, метаморфизм и глубинное строение Урала. Ч.1. Екатеринбург: УрО РАН. 1997. С. 144 – 146.

7. Лебедев Г.В., Ибламинов Р.Г., Набиуллин В.И., Сунцев А.С., Курбацкая Ф.А., Зильберман А.М. К минерагении территории междуречья рек Яйвы и Вильвы на Среднем Урале // Проблемы геологии Пермского Урала и Приуралья. Пермь, 1998. С. 8 - 12.

8. Макеев А.Б., Наумов В.А., Осовецкий Б.М., Черепанов Е.Н. О находках платиноидов в алмазоносных отложениях Вишерского района // Проблемы геологии Пермского Урала и Приуралья. Пермь, 1998. С. 44 - 45.

9. Рыбальченко А.Я., Колобянин В.Я., Рыбальченко Т.М. О новом типе магматизма как возможном источнике уральских алмазов // Моделирование геологических систем и процессов. Пермь, 1996. С.111-113.

10. Рыбальченко А.Я., Колобянин В.Я., Лукьянова Л.И., Остроумов В.Р., Лобкова Л.П., Соколов О.В. Коренные источники алмазов на Урале // Магматизм, метаморфизм и глубинное строение Урала. Ч.1. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. С. 34 - 35.

11. Рыбальченко Т.М. Петрографическая характеристика алмазоносных магматитов Полудова Кряжа // Вестник Пермского университета. 1997. Вып.4. Геология. С. 43 - 52.

12. Чайковский И.И. Типизация алмазоносных флюидно-эксплозивных образований Северного Урала // Там же. С. 53 - 66.

13. Чайковский И.И. Природа морфологии алмазов уральского типа и ее типоморфное значение // Там же. С. 66 - 74.

14. Mitchell R.M., Bergman S.C. Petrology of Lamproites. N.Y.: Plenum Press, 1991. 449 p.

15. Sawkins F.J. Metal Deposits in Relation to Plate Tectonics. 2 nd Ed. Springer-Verlag New York Berlin Heidelberg. 1990. 461 p.

Л.П. Нельзин

Пермское ГТСП «Геокарта»

ВОЗМОЖНЫЕ ИСТОЧНИКИ ПЛАТИНЫ НА ЗАПАДЕ ПЕРМСКОЙ ОБЛАСТИ В БАССЕЙНЕ РЕК КОСЫ, ВЕСЛЯНЫ И КУЖВЫ

В отчете Кочевской геоморфологической партии (Гриднев, 1941) за полевой сезон 1940 г. приводятся интересные факты о наличии повышенных содержаний платины (Pt) - 50-70 зн. и золота (Au) - до 300 зн. (на лоток объемом 5-7 л) в русловом аллювии верхнего течения р. Кужвы и ее главных притоков – Крюковки, Жекана, Вольвы. Аналогичные содержания металла встречены авторами отчета в аллювии р. Янчер и ее притоков – Раменушка, Каменушка, Четковка.

Золото встречается в виде тонких легких хорошо отшлифованных пластинок с неправильными очертаниями и тонкой штриховкой на поверхности. Платина - серебристые пластинки неправильной и округлой формы, размер 0,2-1,5 мм, очень магнитны и полностью уходят в магнитную фракцию вместе с магнетитом. Наряду с платиной и золотом в отдельных шлихах встречается касситерит до 10 зн., монацит - 5-50 зн. на лоток.

В вопросе о генезисе платины Г.Д. Гриднев придерживался точки зрения Д. Соколова (1824), который считал, что металл принесен в бассейн изученных рек с Уральского хребта. Сегодня есть основания по-новому взглянуть на источники платины в указанном районе.

При аэрофотогеологическом картировании масштаба 1:200 000 территории с координатами $69^{\circ}10'-59^{\circ}00'$ с.ш.; и $53^{\circ}30'-56^{\circ}00'$ з.д. площадью более 24 000 км² (Нельзин и др. 1991) в наиболее интересных и доступных местах были отобраны шлиховые и протолочные пробы объемом до 7 л. Специальные карты ввиду отсутствия определенной сети опробования не составлялись.

Результаты минералогического анализа были использованы выборочно при описании стратиграфии четвертичных отложений, коренных терригенных пород верхней перми, триаса и юры. Вопрос о генезисе платины возник вновь при составлении прогнозной карты к листам (О-40-I и О-40-II).

При просмотре минералогических анализов сразу же бросается в глаза наличие уваровита (P3) в большом количестве шлиховых проб (более 180 шт.). В некоторых пробах наряду с уваровитом встречается ильменит (10-55% т. ф), различные гранаты (1-20% т. ф). В единичных пробах отмечены редкие знаки: пирропа, флоренсита, муассанита, киновари, кианита, ромбических и моноклинных пироксенов, везувиана, фуксита. Часто встречаются шлихи, обогащенные хромшпинелидом (до 62% т. ф), эпидотом (до 62% т. ф), баритом (1-73% т. ф).

Основная часть находок уваровита сосредоточена на восточной половине листа О-39-VI и вокруг пос. Кочево (лист О-40-I) в пределах кольцевой структуры диаметром 24 км, в долине р. Весляна (рисунок). На остальной территории уваровит встречается в единичных разрозненных пробах. Можно с уверенностью сказать, что при сгущении сети опробования резко увеличится количество точек с уваровитом, но основная часть их по-прежнему будет сосредоточена в поле развития пород триаса и юры.

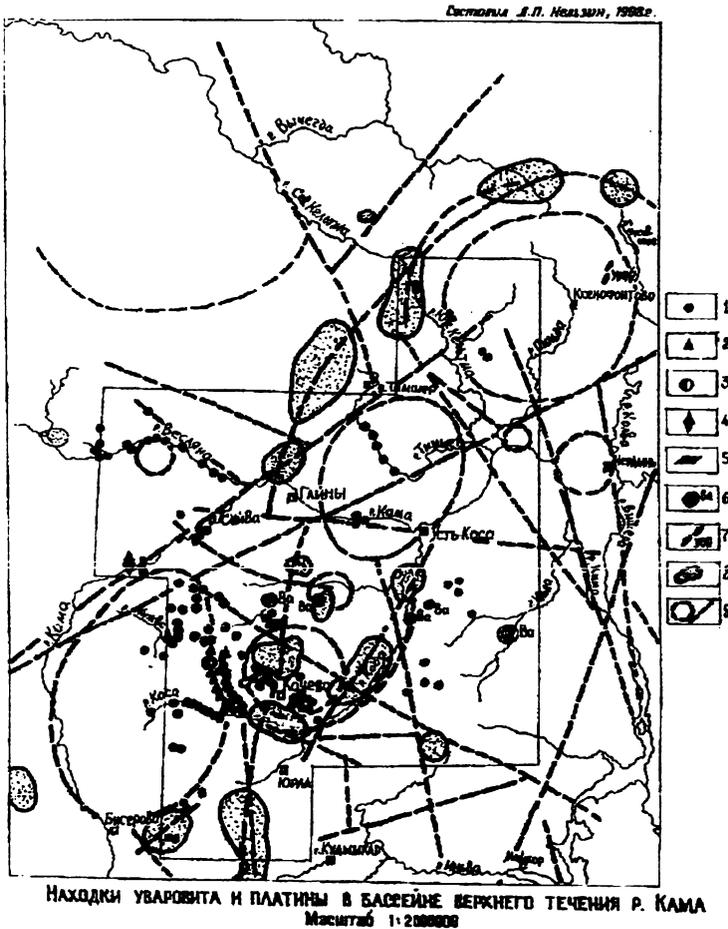
Из практики известно, что кристаллы уваровита легко разрушаются и не выдерживают длительной транспортировки. В нашем случае ближайший источник уваровита (Сарановский массив) находится на расстоянии 250 км, и его, очевидно, нельзя рассматривать как первоисточник уваровита для столь удаленного района.

Поскольку основная масса кристаллов уваровита образуется при гидротермальной переработке ультраосновных пород, то вполне вероятно, что при определенных условиях часть кристаллов может быть инъецирована потоками гидротерм и флюидов во вмещающие и вышележащие породы.

Присутствие уваровита в шлихах руслового аллювия и протолочных пробах отложений триаса и юры, дает основание сделать вывод о том, что ультраосновные породы находятся где-то рядом или непосредственно в местах отбора проб.

Наличие в регионе крупных ультраосновных массивов исключается, так как пока нет прямых или косвенных признаков их присутствия. Скорее всего, источниками уваровита, а вместе с ним и Pt могут быть многочисленные мелкие жилы и жилородные тела. Подобные тела описаны в отчете А.Н. Угрюмова (Угрюмов, 1996), который на основании полевых наблюдений делает вывод о широком развитии на данной территории гидротермально-метасоматических процессов, являющихся следствием активизации тектонической деятельности в мезо-

кайнозой. В подтверждение сказанного А.Н. Угрюмов дает описание жильных тел (представленных красной глиной) среди песков и гравелитов триаса, а также жил слюдитов и гидрослюдитов в песчаниках и песках юры.



1 - уваровит (P.3); 2 - платины в скарнах; 3 - скарны (P.3); 4 - реликты эффузивных пород основного состава; 5 - скарны (R.5-R.6) гранитных интрузивов с уваровитом; 6 - пегматиты шириной 150-200 м в породах; 7 - гидротермальные воды ультраосновных пород; 8 - участки скарнажно-выщелоченных вулканитов магнетитовых пород; 9 - кварцевые и гидротермальные разрабы пород.

При обработке материалов дешифрирования аэро- и космоснимков были выделены участки аномально высокой густоты мегатрещиноватости, которые образуют зону субмеридионального простирания шириной до 50 км. Вероятнее все-

го, что с этими участками связаны места локализации жильных тел, которые в совокупности образуют объекты, перспективные на поиски первоисточников Pt и уваровита в бассейне верхнего течения р. Кама.

Этот вывод в определенной степени подтверждается находками уваровита и Pt в пределах их непосредственной близости к зоне наибольшей густоты мегатрещиноватости.

В заключение следует отметить, что необходимо предусмотреть в данном регионе детальное изучение гранатов, поскольку существует реальная возможность обнаружить уваровит-пироп-альмандиновую группу, характерную для эклогитов и кимберлитов.

Г.Н. Сычкин

Пермское ГПП «Геокарта»

ПРОБЛЕМА КОРЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛМАЗОВ ПЕРМСКОГО ПРИУРАЛЬЯ - ОДНА ИЗ ВАЖНЕЙШИХ ПРОБЛЕМ МИНЕРАЛОГИИ И ПЕТРОГРАФИИ

Проблема поиска алмазов на Урале существует почти 170 лет, около 60 лет ведется их промышленная добыча из аллювиальных россыпей олигоцен-четвертичного возраста бассейнов некоторых рек - Чусовой, Яйвы, Вишеры и россыпей эрозионно-карстовых депрессий Вишерского алмазоносного района. Отрицательные результаты поисков коренных месторождений алмазов в пределах Западно-Уральской зоны складчатости и Центрально-Уральского поднятия делают все более популярной точку зрения о перспективности в данном отношении западной, платформенной части Пермской области, совпадающей со значительной частью Сарматского нуклеара (Степанов, Сычкин, 1992), одной из 33 крупных «жестких» структур, выделяемых на земном шаре. В этой связи представляется полезным вспомнить гипотезу пермских ученых В. К. Воскресенского (1937), Б. А. Гаврусевича (1943) о существовании в западной части Пермской области пояса «молодых» магматических пород, протягивающегося параллельно Уральскому хребту. Новейшие данные ГДП-200 Кудымкарской и Очерской площадей, размещение проявлений железа, марганца, ртути, золота, урана, хромсодержащего монтмориллонита-волконскоита (месторождения «Самосадка», «Седло», «Божьяки» и др.), наличие минералов-спутников алмаза в кимберлитах позволяют надеяться на успешное решение здесь проблемы поиска коренных алмазов Пермского Приуралья.

Библиографический список

Степанов И. С., Сычкин Г. Н. Предпосылки коренной алмазоносности Сарматского нуклеара/Сов. геология. 1992. №1. С. - 81-84.

ПЕРСПЕКТИВЫ ПОИСКОВ КОРЕННЫХ ИСТОЧНИКОВ АЛМАЗОВ В ЗОНЕ УСТЬ-ТЫРЫМСКОГО РАЗЛОМА (НА КОНТАКТЕ ПАЛЕОЗОЯ И ПРОТЕРОЗОЯ)

В 1997-1998 гг. при геологическом доизучении М 1:200000 Горнозаводской площади большое внимание уделялось изучению тектонического контакта между породами фаунистически охарактеризованного карбонатного палеозоя (ЗУЛС) и терригенными породами венда (ЦУП) в связи с перспективами обнаружения коренных источников алмазов. Известна приуроченность большинства вспышек россыпной алмазоносности к зоне Усть-Тырымского разлома.

В результате проведенных работ удалось выявить некоторые закономерности: а) субвертикальная ориентировка Усть-Тырымского тектонического нарушения, вероятно, левого взбросодвигового характера, б) проявления магматизма ультраосновного и основного ряда, в) на водораздельной части крупных рек к западу от контакта отмечается распространение рыхлых отложений повышенной мощности.

Так, по р. Койва и в центральной части р. Бол.Тырым на контакте между известняками девона и алевролитами чернокаменной свиты венда развиты катаклазированные и милонитизированные кварц-серицитовые сланцы видимой мощностью 30-40 м. Они большей частью совершенно выветрелые, до голубовато-зеленовато-серой коры выветривания. В шлифе из этих сланцев петрографом Т.И. Захаровой описаны маломощные (1-2 мм) жилы пикрита (?) или диабаза. Судя по небольшой мощности катаклазированных и милонитизированных пород и преобладающей ориентировке кливажа, тектонический контакт имеет субвертикальную ориентировку. Немного южнее, в районе известного Тырымова алмазоносного лога, шурфами были вскрыты красноцветные коры выветривания. В шлифе из сильно ожелезненной породы описана серпентин? - лимонитовая брекчия. На водоразделе рек Вижай и Койва, по левобережью р. Белой в карьере АО «Горнозаводскцемент» вскрывается тектонический контакт между такатинскими песчаниками и сланцами сыльвицкой серии. Здесь он также имеет крутое (80°) восточное падение. По многочисленным бороздам скольжения в такатинских кварцитопесчаниках устанавливаются левые взбросодвиговые подвижки. К северо-западу от карьера линией шурфов на контакте палеозоя и протерозоя вскрыты черные, пятнистые, глинистые коры выветривания. При промывке этих кор обнаружены обломки породы, минеральный состав которой, по заключению минералога В.Ф. Казымовой, представлен моноклинным пироксеном и хлоритом. По данным А.М.Зильбермана и В.А. Варламова (1990), в такатинских кварцитопесчаниках в

районе карьера отмечаются находки пиропов лерцолитовой субфации и хром-шпинелидов.

Следует отметить, что если на крупных реках (Койва, Вижай) тектонический характер между палеозоем и протерозоем вскрывается непосредственно в обнажениях, то на их водоразделах к западу от контакта развиты рыхлые отложения повышенной мощности, шириной 1-2 км. В связи с вышеизложенным данные отложения могут быть перспективными для поисков россыпей алмазов.

Наиболее интересными для поисков коренных источников алмазов являются узлы пересечения Усть-Тырымского разлома с тектоническими нарушениями северо-восточного и северо-западного простирания. Северо-восточные нарушения, по нашим данным, фиксируются вспышками вулканизма, скорее всего, с их постепенным затуханием с востока на запад. Северо-западная система разломов картируется развитием различных формационных зон по разные стороны от этого направления. По данным О.В. Щербакова (1980), в палеозое это Кыновско-Чусовское поднятие со сводовыми частями разреза и Кизеловско-Дружининская структура с депрессионными частями разреза. Естественной границей между ними является р. Чусовая. В протерозое такая же граница намечается на водоразделе рек Койва, Вижай, Вильва, к северу от которой отмечаются выходы щегровитской свиты и дворецкого комплекса (возможно, в виде вулканотектонических депрессий).

Библиографический список:

1. Варламов В.А., Зильберман А.М. Прогноз алмазоносности Западного склона Урала и Предуралья. Пермь, 1990.
2. Щербаков О.В. Геологическое строение Западного склона Урала. Пермь, 1980.

Г.Л. Беляева

Пермский университет

ОСОБЕННОСТИ ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКОГО И ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВОВ КИРПИЧНЫХ ГЛИН МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПЕРМСКОЙ ОБЛАСТИ

В литологии к глинам относятся осадки, содержащие более 50% частиц размером меньше 0,01 мм. При этом в глинах присутствует не менее 25% частиц размером меньше 0,001мм. Отложения с содержанием более 50% частиц размером больше 0,01 мм при наличии пелитовой фракции в четвертичной геологии и грунтоведении называют суглинками и супесями [2].

На территории Пермской области насчитывается 98 месторождений кирпичных глин. При обобщении средних результатов гранулометрических анализов [3] этих глин установлено следующее. По содержанию глинистых частиц большинство так называемых кирпичных глин должно быть отнесено к суглинкам (песчано-алевритовым глинам) [4]. По гранулометрическим данным чистым гли-

нам соответствуют только отложения Бекрятского месторождения элювиально-делювиального генезиса.

Из приведенной ниже таблицы следует, что отложения, названные кирпичными глинами, литологически являются не только глинами, но также алевритами и песками с повышенным содержанием пелитовой фракции. Наибольшее количество глинистых частиц содержат отложения делювиального, элювиально-делювиального и аллювиально-делювиального генезиса.

**Обобщенные результаты гранулометрического анализа,
значения гидролизатного модуля (ГМ) и литологическое наименование
кирпичных глин Пермской области**

Название месторождения	Содержание фракции, %			ГМ	Наименование отложений
	песчаной	алевритовой	глинистой		
Бекрятское	0-10	0-10	90-100	0,30	глина чистая
Ключевское	0-12,5	5-25	75-90	0,31	глина алевритистая
Всеволодо-Вильевское	0-10	20-50	50-75	0,31	глина алевритовая
Верхне-Карнауховское, Кудымкарское, Марьянский Лог, Южно-Комарихинское	10-15	20-40	50-75	0,31-0,36	глина песчанисто-алевритовая
Ничковское, Солякамское, Козловское, Скакуны, Рожневское, Трапезниковское, Кокоринское	0-33,3	25-50	33,3-50	менее 0,25	глина песчано-алевритовая (суглинок)
Косарихинское, Купросское, Мартыновское, Сарагинское, Сервинское, Батурское, Комарихинское, Копыловское, Мисулевское, Майкорское, Пальниковское	0-33,3	25-50	33,3-50	0,26-0,30	глина песчано-алевритовая (суглинок)
Гусевское, Подволоковское, Суксунское, Верхне-Озерское, Ефимовское, Нижнесыповское, Фокинское, Старо-Лядовское, Гондыревское, Иренское Куягурское	0-33,3	25-50	33,3-50	более 0,30	глина песчано-алевритовая (суглинок)
Балмошевское, Нытвенское	25-50	0-33,3	33,3-50	0,25-0,30	глина алевритисто-песчаная (супесь)
Трегубовское, Павловское, Калянинское, Мальчиковское	25-50	0-33,3	33,3-50	0,31-0,38	глина алевритисто-песчаная (супесь)
Молотовское, Рочевское	0-33,3	33,3-50	20-50	0,25-0,29	алеврит песчанистый сильноглинистый
Ректановское, Калининское	0-10	50-75	10-25	0,24	алеврит сильноглинистый
Григорьевское	0-12,5	75-90	20-50	0,25	алеврит глинистый
Кельчевское, Глаковское	33,3-50	0-33,3	22-50	0,26-0,32	песок алевритисто-сильноглинистый
Еловское, При-заводское	33,3-50	20-50	0-33,3	0,22-0,28	песок глинисто-алевритовый

Отложения озерно-ледникового происхождения содержат небольшое количество частиц менее 0,01 мм, очень грубодисперсны и могут быть отнесены скорее к глинистым алевритам и суглинкам, нежели к глинам. Многие гранулометрические данные весьма неполны и требуется повторный отбор проб с последующим проведением комплекса различных анализов.

Кроме данных гранулометрии были использованы данные по химическому составу отложений и вычислены гидролизатные модули

$(GM) = (Al_2O_3 + TiO_2 + Fe_2O_3 + FeO) / SiO_2$ [1] для всех месторождений, по которым проводились химические анализы. Для отнесения осадков к глинам ГМ должен составлять 0,30-0,50. При ГМ больше 0,50 осадки относятся к гидролизатным глинам, содержащим либо каолинит, либо свободные окислы Al, Fe, Mn. В рассматриваемых месторождениях наименьшими ГМ (до 0,30) обладают отложения озерно-ледникового и полигенетического происхождения. В то же время в отдельных случаях встречены пески с аномально высоким ГМ (0,32 - Гладковское аллювиальное месторождение), суглинки и супеси (0,38 - Нижнесыповское и Калининское элювиально-делювиальные месторождения), что указывает на повышенное содержание в отложениях этих месторождений Al_2O_3 . Отложения Малошашапского делювиального месторождения имеют ГМ равный 0,52 - самый высокий из всех рассчитанных для кирпичных глин Пермской области. По значениям ГМ (0,23-0,27) озерно-ледниковые глины относятся к глинистым силицитам. При расчете ГМ для отдельных месторождений возможна ошибка, так как не во всех химических анализах определялось содержание TiO_2 и Fe_2O_3 . Химический состав пород по некоторым месторождениям вообще не изучался.

В целом для кирпичных глин Пермской области характерны высокие содержания SiO_2 при сравнительно невысоких содержаниях Al_2O_3 и TiO_2 . Принимая во внимание значительную примесь алеврито-песчаного материала, можно сказать, что эти глины в подавляющем большинстве случаев имеют следы лишь самой начальной стадии выветривания, характерной для континентальных глин холодного и умеренно-холодного пояса.

Библиографический список

1. Ефремова С.В., Стафеев К.Г. Петрохимические методы исследования горных пород: Справочное пособие. М.: Недра, 1985. С. 229.
2. Методическое руководство по петрографо-минералогическому изучению глин. /Под ред. П.М. Татарина. М.: Госгеолтехиздат, 1957. С. 7-9.
3. Объяснительная записка к обзорной карте месторождений строительных материалов Пермской области масштаба 1:1000000 / Сост. Б.М. Элькина, Э.Х. Барышникова, Т.В. Бердышева, Э.М. Качанова. М.: Союзгеолфонд, 1988.
4. Фролов В.Т. Литология. Кн.2. М.: Изд-во МГУ, 1993. С. 320.

А.Я. Конопаткин

Пермская ГПП «Пермгеолнеруд»

МАЗУЕВСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ ЦЕЛЕСТИНОВЫХ РУД – НОВАЯ МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВАЯ БАЗА СТРОНЦИЯ РОССИИ

С распадом СССР основные запасы стронциевых руд оказались в странах ближнего зарубежья. В настоящее время годовая потребность промышленности России в соединениях стронция оценивается в 18 тыс. т и удовлетворяется за счет собственных запасов лишь на одну треть, а потребности в стронции уже в ближайшие годы могут возрасти в 1,5-2,0 раза.

Уровень потребления стронция в капиталистических странах довольно высок. Так, в Японии, например, он составляет 60-65 тыс. т в год, а объем производства углекислого стронция в ведущих капиталистических странах находится на уровне 230-250 тыс. т.

Учтенные, в значительной мере, прогнозные ресурсы стронциевых руд в стране, оцениваемые примерно в 13 млн т, сосредоточены в центральной части России (Тульская область), но здешние руды относятся к труднообогатимым, и степень их геологической и технологической изученности явно недостаточна. По большинству же месторождений Средней Азии и Казахстана выполнены детальные геологоразведочные работы с составлением ТЭО, проведены технологические исследования руд и расчеты постоянных кондиций; часть месторождений эксплуатируется. Покрытие дефицита за счет стронциевого сырья Туркменистана, Таджикистана и Казахстана может привести к увеличению затрат России на многие миллиарды рублей.

В сложившихся условиях экономическая необходимость и целесообразность проведения геолого-поисковых работ по выявлению новых месторождений стронция не вызывает сомнения. Геологические изыскания должны быть направлены на выявление месторождений крупных размеров, с легкообогатимыми рудами, с благоприятными горнотехническими, гидрогеологическими, транспортными условиями. А решение проблемы механического обогащения бедных мелковкрапленных руд, с содержанием оксида стронция в рудах 5-10%, при прочих благоприятных условиях, содержание целестина в руде уже не имеет прежнего решающего значения.

В этом отношении артинские и кунгурские сульфатно-карбонатные и терригенно-карбонатные отложения восточного склона Уфимского плато с их многочисленными проявлениями стронция являются весьма перспективными. В 1996-1997 гг. в бассейне нижнего течения р. Сылва выявлено крупное Мазуевское месторождение целестиновых руд. Оно расположено в Кишертском районе Пермской области, в 15 км к югу от районного центра с. Усть-Кишерть и одноименной ж/д станции.

Месторождение представлено пологими пластообразными телами целестиновых руд мощностью от 5-6 м до 15-20 м. Оно расположено на 5 обособленных участках, находящихся в 0,5-1,0 км друг от друга. Площадь месторождения более 20 км². Все рудные залежи залегают в поле развития однообразных по составу сульфатно-карбонатно-терригенных пород. Они характеризуются несложной формой, контролирующей системой разломов.

На месторождении выявлены два стронциеносных горизонта (рисунок).

Верхний – выходит на поверхность и часто обнажается в крутых бортах небольших рек и суходолов. Зоны оруденения приурочены к продуктам выветривания вулканогенно-осадочных образований и глинисто-карбонатных метасоматов мезозойского возраста. Выходы горизонта прослежены на поверхности почти линиями шурфов, а на глубине – поисковыми скважинами. Мощности горизонта стронциеносных руд по результатам горных работ – от 6,1 до 14,8 м, по скважи-

нам - от 1,2 до 30 м, составляя в среднем 14 м. Содержание окиси стронция в рудах по верхнему рудоносному горизонту изменяется от 1,1% до 31,3%. Рудный горизонт доступен для разработки открытым способом.

Нижний рудоносный горизонт вскрыт только поисковыми скважинами. Оруденение мощностью 16,0-20,0 м (в редких случаях до 30,5 м) приурочено к глинисто-карбонатным брекчиям на контакте карбонатных и сульфатных пород кунгурского яруса. Руды нижнего рудоносного горизонты возможно обрабатывать как открытым способом, так и методом скважинной гидродобычи, поскольку руды в своем природном состоянии «полурыхлые».

Прогнозные ресурсы Мазуевского месторождения категории P_1+P_2 оцениваются в 20 млн т окиси стронция.

Макроскопически стронциевые руды верхнего рудоносного горизонта представляют собой глинисто-карбонатную брекчию серого, темно-серого, иногда желтовато-серого цвета с вкрапленностью целестина. Зерна целестина имеют размеры от 0,04 до 2-3 мм, но преобладают зерна от 0,2 до 0,04 мм. В глинистой составляющей вкрапленность целестина видимая, интенсивно насыщенная, а в карбонатной – скрыто кристаллическая. Особенностью руд месторождения является и то, что в ее глинистой составляющей часто отмечается (в шпифах) очень тонкий пирокластический материал (по-видимому, реликты вулканического пепла). В основании рудных залежей залегают осадочно-вулканогенные образования: туффи-ты, туфы базальтов, трахибазальтов, интенсивно выветрелые часто до состояния глин. Мощности этих образований различные – от 1,7 м до 4,6 м. Содержание окиси стронция здесь повышенное и составляет 0,3-0,6 %.

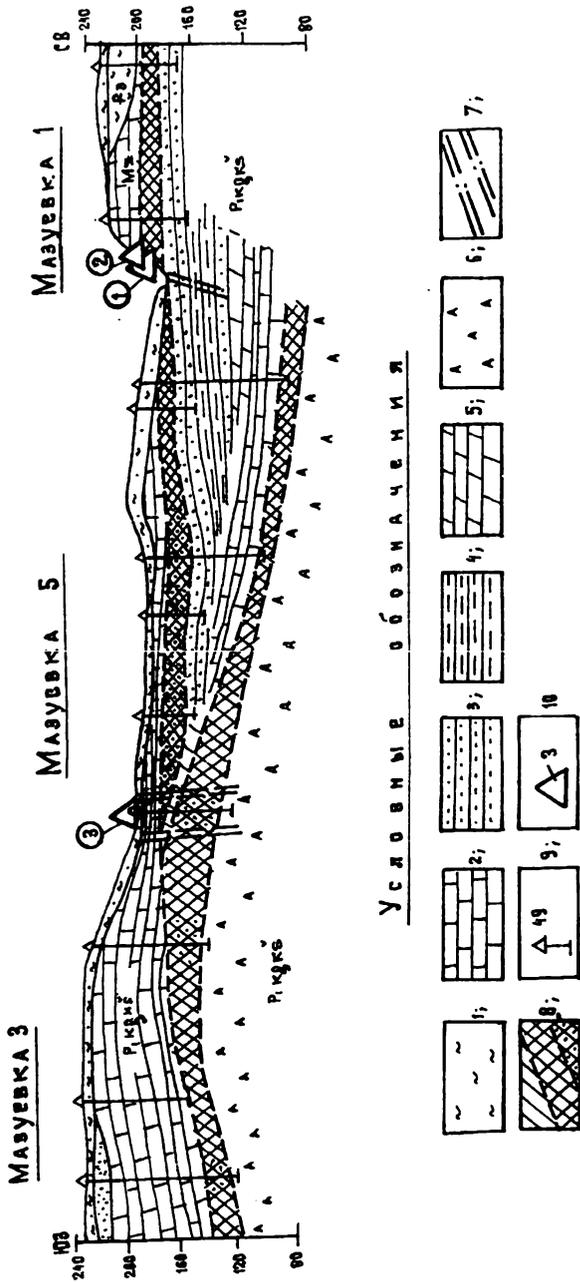
Спектральный полуколичественный анализ проб стронциевых руд показал практически полное отсутствие в них таких вредных примесей, как барий, фосфор, мышьяк, уран, торий и т.д.

Гранулометрический анализ показал, что глинистая составляющая (класс – 0,044 мм) в рудах достигает 30-50 %. Содержание здесь тонковкрапленного целестина менее 1 %. Вся остальная часть (зернистая масса) содержит окиси стронция от 11,7 до 20-22 %. Таким образом, с рудами можно проводить предобогащение методом обесшламливания.

Минералогический анализ проб, отобранных из рудных тел, показал, что единственным рудным минералом является целестин. Содержание его по отдельным рудным подсечениям различное и иногда достигает 20-40 % (средняя и нижняя часть рудного горизонта. В глинистой составляющей среднее содержание целестина 22,3% (здесь он крупнокристаллический, видимый). В глинисто-карбонатных брекчиях содержание окиси стронция 6,9 %. Здесь целестин очень мелкий, скрытокристаллический.

Другой составляющей рудных тел являются карбонаты. Основная масса их представлена в виде тонкокристаллических кальцита и доломита. Размер зерен карбонатов колеблется от 0,2 до 0,01 мм. Содержание карбонатов в рудах колеблется от 12 до 25 %. Кварц присутствует в виде водяно-прозрачных, четко ограни-

Геолого-литологический разрез Мазуевского месторождения (Частки Мазуевка 1,3,5)



1 - Рыхлые отложения. Суглинки, глины, пески; 2 - известняки; 3 - Песчанники; 4 - Алев-
ролиты, аргиллиты; 5 - Мергели; 6 - Ангидриты; 7 - Разрывные нарушения; 8 - Строуци-
вские породы (глинисто-карбонатные брекчии) с содержанием SrO : 1) от 1,0 до 5,0 %
2) от 5,1 до 10,0 %; 3) свыше 10,0%; 9 - Помковые и разведочные скважины; 10 - Мес-
та отбора технологических проб (канавы 7, скв. 49)

ченных кристаллов горного хрусталя, а также зерен неправильной формы размером 0,2-0,1 мм. Содержание его в рудах незначительно и составляет 0,1-0,03 %.

Гипс, циркон, барит, полевой шпат встречаются в единичных знаках; преимущественно имеют размер зерен от 0,1 до 0,04 мм.

Для изучения технологических особенностей стронциевых руд месторождения из верхнего рудоносного горизонта были отобраны две лабораторно-технологические пробы массой по 15 кг с содержанием окиси стронция соответственно 5,44 и 8,54%. Они были изучены в Институте минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов (ИМГРЭ, г. Москва). В результате исследований были получены концентрат 1 с содержанием целестина 99,8% и 99,6%; концентрат 2 с содержанием целестина соответственно 93,4% и 85,0%, промпродукт 1 и промпродукт 2 с содержанием целестина 25-30% и 9-6% соответственно. В хвостах обогащения потери целестина составляют менее 1%. Извлечение целестина от пробы в целом составляет 71,2%, а от зернистой массы более 85%.

Для изучения технологичности стронциевых руд нижнего рудоносного горизонта была отобрана одна проба массой 100 кг с содержанием окиси стронция 8,5% как для изучения непосредственно на обогатимость, так и для гидрометаллургического метода обогащения. По обогащению пробы нижнего горизонта близки к аналогичным пробам верхнего горизонта.

Сравнительный технико-экономический анализ показывает, что Мазуевское месторождение целестиновых руд даже на современной стадии изученности вполне может конкурировать с Табольским месторождением (Тульская обл.), Халотипским (Бурятия) и даже с основными месторождениями Средней Азии. Уступая им несколько по содержанию стронция в руде, оно имеет достаточные для длительной отработки запасы, меньший коэффициент вскрыши, прекрасные параметры по обогатимости руды, благоприятные географические и инфраструктурные условия.

В целом проведенный комплекс геологоразведочных работ, научные, технологические исследования дают основание считать, что Мазуевское месторождение стронция является первоочередным объектом предварительной и детальной разведки и, в будущем, его скорейшего промышленного освоения.

Библиографический список.

1. Булнаев К.Б. Возможности выявления крупных запасов стронцианитовых руд в Бурятии// Разведка и охрана недр. 1997. №4.
2. Левченко Е.Н., Тигунов А.П., Конопаткин А.Я. (ИМГРЭ, ВИМС, Пермгеолнеруд). Новая минерально-сырьевая база стронция в России и перспективы использования//Международный симпозиум «Стратегия использования и развития минерально-сырьевой базы редких металлов в России в XX веке». М.,1998.
3. Сычев А.И., Гуркин В.В. Перспективы развития минерально-сырьевой базы стронция России//Минеральные ресурсы России, 1993. №1.

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

Алексеев В.Я.	102	Макеев А.Б.	35	Сизых Н.В.	91,95
Андреев В.В.	5,6, 54, 98	Максимович Н.Г. .	24,47	Силаев В.И.	14,16
Аюпова Н.Р.	101	Масленников В.В.	18, 101	Синяковская И.В.	99
Баяндин Э.Г.	119	Масленникова		Смагин А.Н.	104
Беляева Г.Л.	120	С.П.	18	Смирнов К.И.	77
Блинов С.П.	47	Мелкомуков В.В. .	109	Соболева А.А. ...	65
Бубнов Е.Т.	97	Меньшикова Е.А.	47	Суслов С.Б.	74
Голубева И.И. ...	62	Молоштанова		Сычкин Г.Н.	118
Гуляев Н.И.	11	Н.Е.	24,26	Темербаева Ю.А. .	31
Зайков В.В.	99	Мухин В.А.	42	Тупицин И.С.	11
Захарова Т.И.	75	Набиуллин В.И. .	109	Удоратина О.В. .	63
Зорин В.Н.	119	Назарова У.В. ...	24	Фон-дер-Флаас	
Ибламинов Р.Г. ...	88, 111	Наумов В.А.	35	Г.С.	54,60
Илалтдинов И.Я. .	40	Наумов С.В.	81	Чайковский И.И. .	19,26, 42,56
Кениг В.В.	93	Наумова О.Б.	81	Черепанов Е.Н. ...	35
Клочко А.А.	93	Нельзин Л.П.	75, 115	Шлыков В.Г.	24
Колясников Ю.А. .	4	Николаев А.С. ...	106	Шумлянский Л.В. .	72
Конопаткин А.Я. .	122	Никулин В.И. ...	60	Шурубор Ю.В. ...	32
Корелин Г.П.	75	Овечкин А.М. ...	93		
Коробов А.Д.	68, 70	Ожгибесов В.П. .	83		
Коротченкова О.В.	82	Осовецкий Б.М. .	35,79		
Коршунов А.А. ...	19	Парначев В.П. ...	104		
Костровицкий		Пашнин А.Ю. ...	68		
С.И.	60	Перевозчиков Б.В.	93		
Коткин В.В.	95	Печенкин Б.В. ...	93		
Куликова К.В.	66	Попов И.И.	93		
Лебедев Г.В.	111	Попов В.А.	7,45		
Лузин В.Ф.	5,6	Потапов С.С.	50		
Лунев Б.С.	81	Ренжин А.В.	104		
Лыжорова Т.А. ...	89	Рочев А.В.	49		
		Рыбальченко			
		Ю.А.	37		
		Сизых А.И.	91,95		

ОГЛАВЛЕНИЕ

Колясников Ю.А. <i>О вкладе П.И. Чирвинского в метеоритику</i>	4
Лузин В.Ф., Андреев В.В. <i>Об Ангарской астроблеме</i>	5
Лузин В.Ф., Андреев В.В. <i>Информационная энтропия и кольцевые структуры</i>	6
Попов В.А. <i>Структура Курбун-Шиви – соляной карст или астроблема</i>	7
Тулицын И.С., Гуляев Н.И. <i>К модели внутреннего строения земли</i>	11
Силаев В.И. <i>В память о П.Н. Чирвинском: начальные теоремы известняк области общей филогении минералов</i>	14
Силаев В.И. <i>Геохимическая дифференциация в условиях гипергенеза как фактор минерального видообразования</i>	16
Масленников В.В., Масленникова С.П. <i>Минералогия гидротермальных труб силурийских и девонских «черных курильщиконок» Уральского палеоокеана</i>	18
Чайковский И.И., Кориунов А.А. <i>Морфология и эволюция минералов в жилах альпийского типа Среднего Урала</i>	19
Максимович Н.Г., Молоштанова Н.Е., Назарова У.В., Шлыков В.Г. <i>Новообразования мирабилита-тенардита в Кунгурской ледяной пещере</i>	24
Чайковский И.И., Молоштанова Н.Е. <i>Форма вхождения железа в солях Верхнекамского месторождения и природа их окраски</i>	26
Темербаева Ю.А. <i>Минеральные ассоциации Верхнекамского месторождения</i>	31
Шурубор Ю.В. <i>Западно-Уральские минералы-индикаторы алмазоносности: нонконформистские попытки решения проблемы</i>	32
Макеев А.Б., Наумов В.А., Осовецкий Б.М., Черепанов Е.Н. <i>Новые данные о минералах платиновой группы Вишерского алмазоносного района</i>	35
Рыбальченко Ю.А. <i>Ильмениты алмазоносных пород Вишерского района</i>	37
Илалтдинов И.Я. <i>Геохимические особенности золота россыпей зоны пенеплена Южного Урала</i>	40
Чайковский И.И., Мухин В.А. <i>Типохимизм глубинных гранатов известняк щелочно- ультраосновных комплексов Западного склона Урала</i>	42

Попов В.А.	
<i>Девонские окремненные деревья Тувы</i>	45
Максимович Н.Г., Меньшикова Е.А., Блинов С.М.	
<i>Минералогия отвалов Чусовского металлургического завода</i>	47
Рочев А.В.	
<i>Основные минералы, образующиеся при изменении металлических предметов на соляных отвалах</i>	49
Потапов С.С.	
<i>Проблема имитации тенгизита другими техногенными минеральными продуктами</i>	50
Андреев В.В.	
<i>О симметричности проявления магматизма в юго-восточном фланге складчатого обрамления Сибирской платформы</i>	54
Фон-дер-Флаас Г.С.	
<i>Гранулированные базальты, карбонатиты и туффзиты в рудных полях Ангарской провинции.....</i>	54
Чайковский И.И.	
<i>Кимберлит-карбонатитовая ликвидация в вулканитах горы Благодать (Первая находка на Урале)</i>	56
Никулин В.И., Фон-дер-Флаас Г.С., Костровицкий С.И.	
<i>Структурная и вещественная эволюция платформенных алмазоносных и железорудных месторождений</i>	60
Голубева И.И.	
<i>К проблеме образования расслоенных структур в игнимбритах и риолитах</i>	62
Удоротина О.В.	
<i>Возраст гранитоидного массива Маньхамбо (Северный Урал), новые данные</i>	63
Соболева А.А.	
<i>Проблема фациального расчленения кислых вулканитов (на примере риолитов Приполярного Урала)</i>	65
Куликова К.В.	
<i>Новые данные по геохимии редкоземельных элементов эфлогитоподобных пород Марункеусского кмплеса Полярного Урала</i>	66
Коробов А.Д., Паинин А.Ю.	
<i>Взаимозависимые метасоматические зоны вулcano-плутонических комплексов и место в них вторичных кварцитов.....</i>	68
Коробов А.Д.	
<i>Роль постмагматических процессов и геотектонических обстановок сжатия конвергирующих литосферных плит в формировании высокоглиноземистых минералов вторичных кварцитов</i>	70
Шумлянский Л.В.	
<i>О пегматитах прутковского никеленосного долеритового интрузива (северо-запад Украинского щита)</i>	72

Суслов С.Б. <i>Закономерности проявлений вулканизма в междуречье рек Койва- Вишай</i>	74
Нельзин Л.П., Корелин Г.П., Захарова Т.И. <i>О некоторых признаках траппового вулканизма на восточной окраине Русской платформы в бассейне верхнего течения р. Камы</i>	75
Смирнов К.И. <i>Журавлинский алунитовый рудник как возможный объект туффизит-эксплозивного магматизма</i>	77
Осовецкий Б.М. <i>Значение геометро-химического метода Чирвинского для развития илихогохимического метода</i>	79
Лунев Б.С., Наумова О.Б., Наумов С.В. <i>Геометро-химический анализ тяжелой фракции горных пород</i>	81
Коротченкова О.В. <i>К проблеме генезиса тиллитов и тиллитовидных конгломератов</i>	82
Ожгибесов В.П. <i>Моделирование и результаты процесса образования текстур выщелачивания в сульфатных пачках иренской свиты Пермского Приуралья</i>	83
Ибламинов Р.Г. <i>Генетическая классификация структур рудных полей и месторождений</i>	88
Льжорова Т.А. <i>Районирование северной части европейского севера России на верхнемантийном уровне</i>	89
Сизых А.И., Сизых Н.В. <i>Метаморфизм и рудообразование в Окинском метаморфическом поясе Восточного Саяна</i>	91
Перевозчиков Б.В., Попов И.И., Овечкин А.М., Печенкин Б.В., Кенинг В.В., Клочко А.А. <i>Региональный прогноз хромитоносности Полярного Урала</i>	93
Сизых Н.В., Сизых А.И., Коткин В.В. <i>Металлогенетическая зональность Боксон-Хубсугульской структурно- формационной зоны Восточного Саяна</i>	95
Бубнов Е.Т. <i>Влияние геодинамических обстановок на редкометалльную продуктивность гранитных интрузий (на примере Забайкалья)</i>	97
Андреев В.В. <i>Колчеданные месторождения складчатого обрамления юга Сибирской платформы</i>	98
Синяковская И.В., Зайков В.В. <i>Типизация пиррофиллитовых месторождений</i>	99

Аюпова Н.Р., Масленников В.В. <i>Надрудные отложения как минералого-геохимические индикторы глубокозалегающих залежей колчеданных месторождений Южного Урала</i>	101
Алексеев В.Я. <i>Свинцовые рудопроявления Северного Урала</i>	102
Парначев В.П., Смагин А.Н., Ренжин А.В. <i>Палеотектонические основы золотоносности Восточного Саяна</i>	104
Николаев А.С. <i>Краткая история открытия нахождения золота в солях</i>	106
Мелкомуков В.В., Набиуллин В.И. <i>Об уровне строении и факторах образования россыпи платины ручья Ледяной (Корякское нагорье)</i>	109
Лебедев Г.В., Ибламинов Р.Г. <i>Критерии прогнозирования алмазоносных магматитов в условиях западного склона Северного и Среднего Урала</i>	111
Нельзин Л.П. <i>Возможные источники платины на западе Пермской области в бассейне рек Косы, Весляны и Кужвы</i>	115
Сычкин Г.Н. <i>Проблема коренных месторождений алмазов Пермского Приуралья – одна из важнейших проблем минералогии и петрографии</i>	118
Зорин В.Н., Баяндин Э.Г. <i>Перспективы поисков коренных источников алмазов в зоне Усть- Тырымского разлома (на контакте палеозоя и протерозоя)</i>	119
Беляева Г.Л. <i>Особенности гранулометрического и химического составов кирпичных глин месторождений Пермской области</i>	120
Конопаткин А.Я. <i>Мазуевское месторождение целестиновых руд – новая минерально- сырьевая база стронция России</i>	122

СОДЕРЖАНИЕ

Раздел I. МЕТЕОРИТЫ И АСТРОБЛЕМЫ	3
Раздел II. ПРИРОДНОЕ И ИСКУССТВЕННОЕ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЕ	13
Раздел III. ПЕТРОЛОГИЯ И ЛИТОЛОГИЯ	53
Раздел IV. ГЕОЛОГИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ	87
АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ	127

ПРОБЛЕМЫ МИНЕРАЛОГИИ, ПЕТРОГРАФИИ И МЕТАЛЛОГЕНИИ

Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского

Материалы научной конференции

Ответственные редакторы:

Ибламинов Руستم Гильбрахманович и Чайковский Илья Иванович

Редактор Л.Г. Подорова

Технический редактор Г.А. Ковальчук

Корректор Г.А. Гусман

ИБ № 231

Лицензия ЛР № 020409 от 12.02.1997.

Подписано в печать 14.01.99. Формат 60x84 1/16.

Бум. тип. № 1. Печать офсетная. Усл. печ. л. 7,44.

Уч.-изд л. 7,3. Тираж 120 экз. Заказ 17.

Редакционно-издательский отдел Пермского университета

614600. Пермь, ул. Букирева 15

Типография Пермского университета

614600. Пермь, ул. Букирева, 15