The background of the cover is a light blue-grey color, framed by a decorative border of dark green evergreen branches, likely spruce or fir, which are visible in the corners and along the sides.

**ПРОБЛЕМЫ
МИНЕРАЛОГИИ,
ПЕТРОГРАФИИ
И МЕТАЛЛОГЕНИИ**

**Научные чтения памяти
П.Н. Чирвинского**

Выпуск 25

МИНИСТЕРСТВО НАУКИ И ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
Федеральное государственное автономное
образовательное учреждение высшего образования
«ПЕРМСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ
НАЦИОНАЛЬНЫЙ ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ»

Пермский федеральный исследовательский центр
Уральского отделения Российской академии наук
«ГОРНЫЙ ИНСТИТУТ УрО РАН»

РОССИЙСКОЕ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО
Пермское отделение

*Международной минералогической ассоциацией (IMA) в рамках Меж-
дународного года фундаментальной науки под эгидой ЮНЕСКО 2022
год объявлен Годом минералогии*



ПРОБЛЕМЫ МИНЕРАЛОГИИ, ПЕТРОГРАФИИ И МЕТАЛЛОГЕНИИ

Научные чтения памяти П. Н. Чирвинского

Выпуск 25



Пермь 2022

УДК 550.8

ББК 26.3

П78

Проблемы минералогии, петрографии и металлогении.
П78 Научные чтения памяти П. Н. Чирвинского : сборник научных статей / отв. ред. И. И. Чайковский ; Пермский государственный национальный исследовательский университет. – Пермь, 2022. – Вып. 25. – 308 с.

ISBN 978-5-7944-3766-9 (Вып. 25)

ISBN 978-5-7944-1582-7

Сборник подготовлен по материалам докладов на научных чтениях, состоявшихся 25 января 2022 г. на кафедре минералогии и петрографии Пермского университета. Содержит результаты исследований, касающихся некоторых проблем минералогии, петрографии, минерагении, геохимии и других наук, которые входили в сферу интересов П. Н. Чирвинского.

Для геологов широкого профиля.

УДК 550.8

ББК 26.3

*Печатается по решению ученого совета геологического факультета
Пермского государственного национального исследовательского университета*

Редколлегия

Б. М. Осовецкий, Р. Г. Ибламинов, И. И. Чайковский

Ответственный редактор

И. И. Чайковский

ISBN 978-5-7944-3766-9 (Вып. 25)

ISBN 978-5-7944-1582-7

© ПГНИУ, 2022

© ГИ УрО РАН, 2022

А.А. Авакян
г. Красноярск

О КРИСТАЛЛИЗАЦИИ СТИБНИТА ИЗ ВОДНЫХ РАСТВОРОВ СЕРОВОДОРОДА И О СОСТАВЕ ЭТИХ РАСТВОРОВ

В результате исследований водных растворов аморфного трисульфида дисурьмы (Sb_2S_3) опровергнуто предположение, что они являются гидрофобными золями. Выявлено, что переход аморфного Sb_2S_3 в раствор представляет собой обратимую реакцию присоединения к нему H_2O и/или H_2S с образованием гидрофильных тиокислот; причём в определённом диапазоне концентраций и pH может существовать истинный (не коллоидный) раствор тиосурьмянистой кислоты. Обнаружена возможность кристаллизации стибнита из этих растворов при комнатных условиях. Сделан вывод, что это аналогично тому, как As_2O_3 переходит в раствор, обратимо реагируя с H_2O с образованием существующей только в растворе кислоты H_3AsO_3 , автоупаривание раствора которой приводит к её разложению с образованием кристаллов As_2O_3 . Обнаружено, что H_2CO_3 (даже насыщенный при комнатных условиях водный раствор CO_2) не разрушает растворы тиосурьмянистых кислот и в сочетании с водонерастворимыми карбонатами является буфером, поддерживающим оптимальный pH для их существования и для кристаллизации стибнита. Поэтому в земной природе нерастворимые карбонаты оказываются спутниками стибнита в большинстве мест.

Ключевые слова: стибнит, антимонит, гидрофобные золи, коллоиды, трисульфид дисурьмы.

DOI: 10.17072/chirvinsky.2022.3

До настоящей работы считалось, что тиосурьмянистая кислота «неустойчива» и «не существует в кислых растворах, так как распадается» на сероводород (H_2S) и трисульфид дисурьмы (Sb_2S_3) [1]. Соответственно, водные растворы, в которых должна образовываться эта кислота, считались коллоидными растворами, причём их называли «типичными гидрофобными золями» [2].

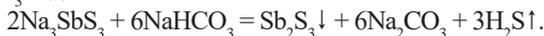
Утверждается [3], что стибнит «по происхождению низкотемпературный, гидротермальный; образуется также в отложениях горячих источников». Кристаллизация препарата из его коллоидного (тем более, лиофобного) раствора заведомо невозможна; поэтому были предприняты эксперименты для исследования этих процессов.

Результаты и их обсуждение. Для исследования реакции сенармонита с сероводородной водой кусочек микродисперсного (размер частиц

0,008мм) сенармонтита размером 2мм³ был помещён в пробирку размерами 150×15мм, половина которой была заполнена дистиллированной водой, и тщательно растёрт под слоем воды (стеклянной палочкой). Затем через раствор барботировался H₂S до насыщения, причём его пузырьки интенсивно взмучивали сенармонтит. После этого пробирка была установлена с небольшим наклоном и неплотно прикрыта резиновой пробкой. Визуальных изменений не произошло, что связано с практически незаметной водорастворимостью сенармонтита и с его гидрофобностью; раствор не окрасился. Через сутки на нижней (наклонной) стороне пробирки появилось изобилие видимых через микроскоп (с увеличением не менее 100х) тончайших иголок стибнита длиной ≈0,04мм (рис.1а). Однако через трое суток значительная часть стибнита превратилась в валентинит (рис.1б), что связано с уменьшением концентрации H₂S в растворе (чтобы этого не происходило, необходимо постоянно поддерживать высокую концентрацию H₂S).

Во время вышеописанного процесса кристаллизации стибнита в растворе присутствовала лишь малозаметная взвесь: – смесь суспензии серы (появившейся от окисления H₂S растворённым в воде O₂) и суспензии исходного Sb₂O₃ (взмученного при пропускании H₂S). Кристаллы стибнита отлагались непосредственно из раствора.

Исследование реакции Na₃SbS₃ с реагентами, образующими с ним H₃SbS₃, дало следующие результаты. Добавление капли крепкого водного раствора Na₃SbS₃ к водному раствору H₂SO₄, имеющему концентрацию 10%, приводит к мгновенному превращению капли в тёмный сгусток аморфного Sb₂S₃. Золь с этим раствором аморфный Sb₂S₃ не образует. Аналогичный результат получается с уксусной кислотой, с лимонной кислотой и с водным раствором NaHCO₃ (насыщенный водный раствор которого разбавляется водой вдвое, после чего добавляется капля раствора Na₃SbS₃). В этой реакции NaHCO₃ ведёт себя как кислота:



Однако если каплю не очень крепкого водного раствора Na₃SbS₃ добавить при перемешивании в насыщенный (при комнатных условиях) водный раствор CO₂, взятый в избытке, то результат оказывается иным. Если этого раствора H₂CO₃ достаточно много, то образуется золотисто–светло–жёлтый прозрачный *не* коллоидный раствор, в котором *нет* конуса Тиндаля. В этом растворе можно растворить H₂S до насыщения, и при этом конус Тиндаля *не* появляется. Лишь через часы после насыщения сероводородом на поверхности раствора появляется белёсая (не оранжевая) взвесь суспензии серы (от окисления сероводорода воздухом на поверхности раствора).

Если к этому раствору H₂CO₃ добавить (при перемешивании) больше водного раствора Na₃SbS₃ так, чтобы результирующий раствор был

насыщенно-жёлтый, то через несколько минут в нём появляется оранжевая «мутноватость», дающая яркий конус Тиндаля. Этот раствор оказывается весьма устойчивым (может существовать много суток). Если же добавить больше раствора Na_3SbS_3 , то раствор делается темнее и при достижении определённой концентрации начинается весьма быстрое выпадение осадка аморфного Sb_2S_3 . Раствор после этого за двое суток полностью обесцвечивается.

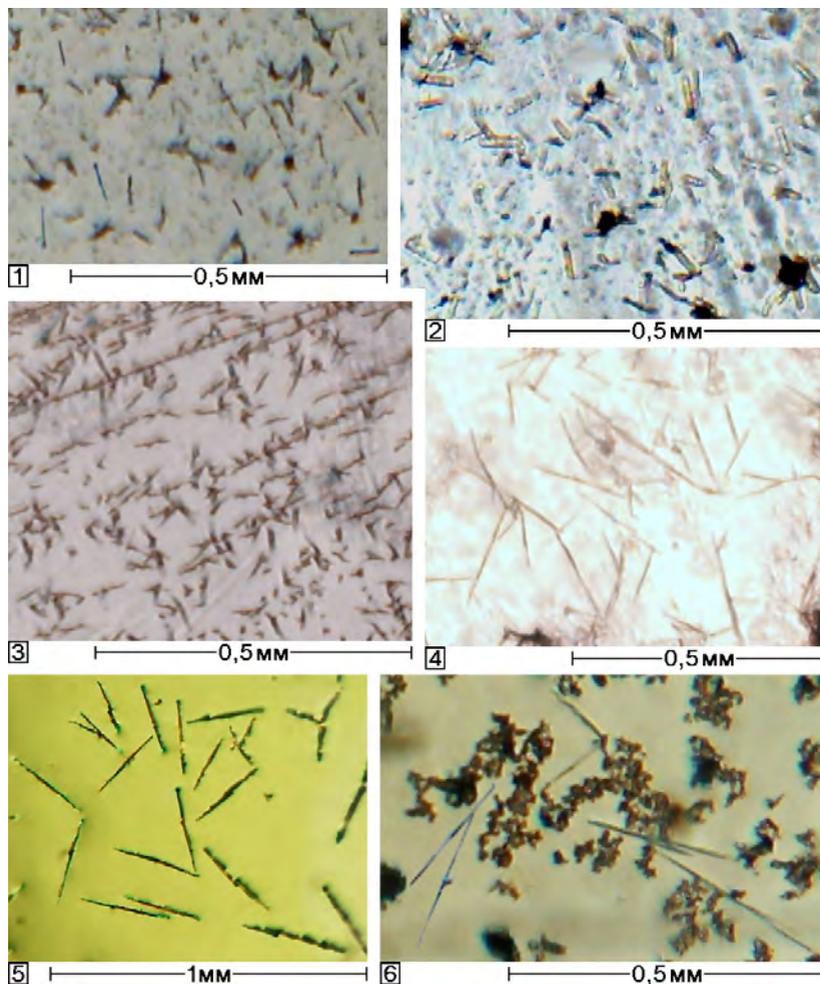


Рис. 1. Микрофотографии поэтапной кристаллизации стибнита из водных растворов сероводорода, описанин см. в тексте

При автоупаривании жёлтого раствора (по окраске – *средней* насыщенности), полученного из Na_3SbS_3 и H_2CO_3 и затем насыщенного H_2S , образуются и растут игольчатые кристаллы стибнита. Например, одна капля водного раствора Na_3SbS_3 средней концентрации добавляется при перемешивании в насыщенный раствор CO_2 в дистиллированной воде объёмом 20мл; затем через полученный раствор пропускается H_2S до насыщения; после чего половина этого раствора (10мл) наливается на плоскую поверхность прозрачного гидрофобного пластика (получается «крупная овальная капля»). Кристаллизации способствуют участки с «паутиной царапин» на пластике. Примерно через 18 часов на этих царапинах возникает стибнит: сперва как «точки»; которые затем удлиняются в короткие «палочки». За сутки (от помещения раствора на плоский пластик) вырастают иглы стибнита длиной $\approx 0,037$ мм (рис.1в). Однако после 24 часов появляются явные черты гидролиза соединений сурьмы (раствор полностью «высыхает» за ≈ 31 час). Поэтому для того, чтобы выращивать иглы стибнита дольше суток, необходимо не реже, чем раз в сутки, насыщать автоупариваемый раствор H_2S . При этом за двое суток в кварцевой миске вырастают иглы длиной $\approx 0,12$ мм (рис.1г). Прозрачный материал удобен для наблюдения в микроскоп через дно.

Важно учитывать, что если раствор Na_3SbS_3 содержит примесь Na_2S в значительном количестве (например, если раствор Na_3SbS_3 создаётся растворением недостатка Sb_2S_3 в избытке водного раствора Na_2S), то кристаллы стибнита по вышеописанной методике *не* образуются (потому что Na_2S с H_2CO_3 образует NaHCO_3 , чрезмерная концентрация которого мешает кристаллизации стибнита). Кроме того, важно учитывать нестабильность водных растворов Na_3SbS_3 по отношению к воздуху, из которого они быстро поглощают O_2 и CO_2 , разлагаясь и окрашиваясь, и по отношению к водорастворимым полисульфидам (например, Na_2S_2), окисляющим Na_3SbS_3 до Na_3SbS_4 .

Результат, аналогичный действию H_2CO_3 , можно получить и при действии H_2SO_4 , но только при использовании избытка воды, в которой содержится лишь следовая концентрация H_2SO_4 . Для этого в пробирку размерами 150×15 мм наливается дистиллированная вода так, что сверху пробирки без воды остаётся 33мм. В этой воде при тщательном перемешивании растворяется одна капля 37% водного раствора H_2SO_4 . К этому раствору при перемешивании добавляется одна капля водного раствора Na_3SbS_3 средней концентрации, и пробирка неплотно прикрывается резиновой пробкой. При этом осадок не выпадает; образуется относительно тёмно-жёлтый раствор, который через несколько минут приобретает оранжевую «мутноватость». Приблизительно за неделю на его поверхности вырастают плавающие игольчатые кристаллы стибнита длиной $\approx 0,32$ мм (рис.1д). В неплотно прикрытой

резиновой пробкой пробирке этот раствор может существовать без изменений месяц.

Свежеосаждённый аморфный Sb_2S_3 способен образовывать с дистиллированной водой весьма стойкие взвеси. Для приготовления раствора, *не* содержащего иных исходных реагентов кроме Sb_2S_3 и H_2O , я предлагаю следующую методику. К небольшому количеству крепкого водного раствора Na_3SbS_3 быстро приливается значительно большее количество водного раствора лимонной кислоты средней концентрации. Сразу же получается аморфный Sb_2S_3 и выделяются пузырьки H_2S . С этим раствором аморфный Sb_2S_3 стойких суспензий не образует и осаждается, оставляя над собой бесцветный раствор. Осадок Sb_2S_3 отфильтровывается через бумажный фильтр, через который затем пропускается избыток воды, чтобы удалить из осадка лимонную кислоту и цитраты натрия. Мокрый осадок помещается на гладкую впитывающую бумагу и с силой отжимается между её слоями (это позволяет практически полностью удалить из осадка компоненты исходного раствора). *Не* допуская его полного высушивания, ещё влажный осадок перемещается в фарфоровую ступку, в которую налито небольшое количество дистиллированной воды, и несколько минут интенсивно растирается под её слоем; после чего всё содержимое ступки переливается в пробирки, которые неплотно прикрываются резиновыми пробками. Эта методика создаёт густые непрозрачные весьма стойкие суспензии, способные существовать много суток.

Если такая пробирка хранится неподвижно, то за весьма долгое время взвесь немного опускается, оставляя над собой насыщенно-жёлтый относительно прозрачный раствор, внешне неотличимый от ранее описанных растворов, получаемых из Na_3SbS_3 и H_2CO_3 .

Если непрозрачный раствор, полученный по вышеописанной методике, оставить на 12 часов и затем отфильтровать через бумажный фильтр, то он остаётся почти таким же непрозрачным, но фильтр позволяет отделить раствор от осадка и от грубодисперсной взвеси. Если через такой профильтрованный раствор (имеющий облик оранжевого морковного сока), находящийся в пробирке, пропускать H_2S до насыщения и затем неплотно прикрыть эту пробирку резиновой пробкой, то за двое суток вырастают плавающие на поверхности раствора (помимо оранжевых микрочастиц) иглы стибнита длиной до $\approx 0,38\text{мм}$ (рис. 1e). В пробирке с тем же раствором, не насыщавшимся H_2S , иглы стибнита не образуются.

Существуют реагенты, «растворение» которых в действительности представляет собой обратимую химреакцию реагента с «растворителем» с образованием соединения, способного существовать только в растворе. При попытках сконцентрировать такой «раствор» (например, автоупариванием)

это соединение разлагается на исходные компоненты, то есть происходит обратная химреакция. Типичный пример — «растворение» арсенолита в воде, в действительности представляющее собой обратимую химреакцию As_2O_3 с H_2O с образованием мышьяковистой кислоты:



То есть «раствор арсенолита в воде» — это не суспензия As_2O_3 в H_2O , а это истинный раствор в воде продукта химреакции между ними — H_3AsO_3 .

Вышеописанный факт, что Na_3SbS_3 с избытком H_2CO_3 образует истинный (*не* коллоидный) золотисто–светло–жёлтый прозрачный раствор, является опровержением высказанного в [1] утверждения, что тиосурьмянистая кислота (H_3SbS_3) «неустойчива» и «не существует в кислых растворах, так как распадается» на H_2S и Sb_2S_3 . Угольная кислота значительно более сильная, чем тиосурьмянистая (даже NaHCO_3 вытесняет её из растворимых тиостибитов, см. выше). Поэтому в избытке концентрированной H_2CO_3 вся соль Na_3SbS_3 полностью превращается в NaHCO_3 и H_3SbS_3 . Таким образом, вышеописанный золотисто–светло–жёлтый прозрачный раствор является *истинным* раствором H_3SbS_3 , а не «гидрофобным золем Sb_2S_3 ».

H_3AsO_3 при автоупаривании её водного раствора разлагается на As_2O_3 и H_2O , а так как эта реакция обратима и идёт достаточно медленно, As_2O_3 выделяется в виде растущих *кристаллов* (а не в виде аморфной пудры). Точно так же автоупаривание водного раствора H_3SbS_3 (существующей только в разбавленном растворе, как и H_3AsO_3) приводит к её разложению на Sb_2S_3 и H_2S по обратной реакции, результатом которой являются растущие *кристаллы* — иглы стибиита.

Вышеописанная реакция сенармонтита с сероводородной водой тоже создаёт *истинный* водный раствор тиосурьмянистой кислоты, а когда её концентрация становится выше той, при которой она стабильна, она распадается на *кристаллы* (иглы) Sb_2S_3 и H_2S . Кроме того, этот эксперимент продемонстрировал обратимость реакции Sb_2O_3 с H_2S (растворение сенармонтита и образование стибиита при высокой концентрации сероводорода в воде и гидролиз стибиита в валентинит при понижении его концентрации в воде). Обратимость перехода между Sb_2O_3 , H_3SbS_3 и Sb_2S_3 свойственна не только «компактному» аморфному Sb_2S_3 , но и его водным суспензиям. Образование жёлтого раствора вверху при отстаивании смеси, полученной растиранием аморфного Sb_2S_3 с дистиллированной водой, который при его насыщении сероводородом образует иглы стибиита, доказывает, что аморфный Sb_2S_3 *реагирует* с сероводородной водой с образованием H_3SbS_3 , при последующем разложении которой образуются кристаллы стибиита.

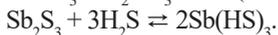
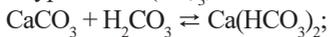
В [4] констатировано, что Sb_2S_3 является полимером. Следовательно, при реакции аморфного Sb_2S_3 с сероводородной водой образуется не только

истинный раствор мономерной H_3SbS_3 , но и тиополисурьмянистые кислоты. Реакция начинается с поверхности частиц полимера, покрывая её гидрофильными группами «-SH». Аналогичная реакция этого полимера с водой может добавить гидрофильные группы «-OH». То есть аморфный Sb_2S_3 химически реагирует с водой и сероводородом (а не образует с ними «гидрофобный золь»), образуя смесь истинного раствора H_3SbS_3 , раствора гидрофильных тиополисурьмянистых кислот (из которых низкомолекулярные образуют истинный раствор, а высокомолекулярные — коллоидный) и суспензии гидрофильных коллоидных частиц аморфного Sb_2S_3 , поверхность которых превращена в гидрофильные тиополисурьмянистые кислоты.

Осаждение Sb_2S_3 из обсуждаемых растворов при добавлении некоторых водорастворимых препаратов интерпретировалось (см., например, [5]) как «коагуляция золя Sb_2S_3 электролитами». Однако в действительности это процесс *высаливания* соединений (тиосурьмянистых кислот), способных существовать только в растворе, приводящий к их разложению. Пример такого процесса — смешивание насыщенного водного раствора $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ с ацетоном. Гидрокарбонат кальция может существовать только в разбавленном водном растворе, и попытка высолить его ацетоном приводит к его разложению на CaCO_3 , CO_2 и H_2O . При этом получается золь CaCO_3 , разрушающийся лишь за ≈ 12 часов с выпадением чрезвычайно микродисперсного CaCO_3 . Для сравнения, автоупаривание водного раствора $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ (без ацетона) даёт растущие ромбоздры кальцита.

Этот пример показывает, что *высаливающие* препараты убирают из раствора «прекурсор» (такой как $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ и H_3SbS_3), постепенное обратимое разложение которого создаёт растущие кристаллы (соответственно, кальцита и стибнита).

При насыщении CO_2 взмученной в воде взвеси CaCO_3 , углекислый газ не пептизирует осадок CaCO_3 в воде, образуя его золь, а химически реагирует с ним с образованием истинного раствора водорастворимого гидрокарбоната Ca, который при автоупаривании полученного раствора разлагается с образованием кристаллов кальцита. Образование H_3SbS_3 и её разложение с образованием кристаллов стибнита является аналогом этого процесса. H_3SbS_3 может рассматриваться как «водорастворимый гидросульфид трёхвалентной сурьмы» $\text{Sb}(\text{HS})_3$, что делает аналогию с $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ бесспорной:



Настоящее исследование выявило условия кристаллизации стибнита из водных растворов. Констатирую, что все вышеописанные синтезы велись при комнатных условиях. Это доказывает, что для кристаллизации стибнита гидротермальные условия (в частности, повышенные температуры) не необходимы.

Он может считаться водородным минералом. Для его образования нужны достаточная концентрация *сероводорода* в воде, отсутствие или очень низкое содержание препаратов, *высаливающих* тиосульфидные кислоты, и *уровень pH* в определённых границах.

Обнаруженный факт, что даже насыщенный (при комнатных условиях) водный раствор CO_2 не разрушает тиосульфидные кислоты, в сочетании с фактом, что спутниками стибнита в земной природе в большинстве мест являются водонерастворимые карбонаты (кальцит, сидерит, ...), указывают, что угольная кислота в сочетании с водонерастворимыми карбонатами играет роль *буфера*, поддерживающего уровень pH, оптимальный для существования этих тиокислот и для кристаллизации стибнита. Таким образом, *присутствие H_2CO_3* должно считаться важным фактором, благоприятствующим образованию стибнита в природе.

Библиографический список

1. *Алексеев В.Н.* Курс качественного химического полумикроанализа. Москва. «Химия». 1973. Стр. 396.
2. *Воюцкий С.С.* Курс коллоидной химии. 2-е издание. Москва. «Химия». 1975. Стр. 297.
3. Горная энциклопедия в 5-ти томах. Том 1. Москва. «Советская энциклопедия». 1984. Стр. 134.
4. *Коттон Ф., Уилкинсон Дж.* Основы неорганической химии. Москва. «Мир». 1979. Стр. 347.
5. *Purnima Sharma.* Chapterwise topicwise engineering entrances solved papers. «Arihant». 2019. Page 458.

ABOUT THE CRYSTALLIZATION OF STIBNITE FROM THE AQUEOUS SOLUTIONS OF HYDROGEN SULPHIDE AND ABOUT THE COMPOSITION OF THESE SOLUTIONS

A.A. Avakyan

solanin@yandex.ru

The aqueous solutions of the amorphous Sb_2S_3 is not the hydrophobic sols. The amorphous Sb_2S_3 reacts with H_2O and/or H_2S (in aqueous solutions); result – hydrophilic thioacids, same as the As_2O_3 reacts with H_2O ($\text{As}_2\text{O}_3 + 3\text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons 2\text{H}_3\text{AsO}_3$); this is a reversible reaction. The arsenous acid decomposes to give crystals of the As_2O_3 (this is a recrystallization process). The solution of the amorphous Sb_2S_3 in the H_2O with H_2S give the crystals of the stibnite, and this process can proceed at room conditions. H_2CO_3 does not decompose this solutions. $\text{H}_2\text{CO}_3 +$ insoluble carbonates – this is a buffering system, which stabilizes the solutions of antimonous thioacids and, consequently, stabilizes the process of crystallization of stibnite. Therefore, the insoluble carbonates — this is a common associates of stibnite.

Keywords: stibnite, antimonite, hydrophobic sols, colloids, diantimony trisulfide.

Б.А. Бачурин

Горный институт УрО РАН, г. Пермь

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА КЕРОГЕНА СОЛЕЙ ВЕРХНЕКАМСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

На основе исследования керна скважины № 2205 Белопашнинского участка впервые получены данные о составе керогена (дебитуминизированного нерастворимого остатка) солей Верхнекамского месторождения. По данным инфракрасной спектроскопии и хромато-масс-спектрометрии установлены геохимические маркеры, характерные для данного типа органического вещества.

Ключевые слова: Верхнекамское месторождение солей, битумоиды, кероген, ИК-спектроскопия, хромато-масс-спектроскопия, геохимические маркеры.

DOI: 10.17072/chirvinsky.2022.11

Рассеянное органическое вещество (РОВ) галогенных формаций рассматривается большинством исследователей как геохимический индикатор, позволяющий получить дополнительную информацию об особенностях формирования и постседиментационных преобразований данных отложений [1, 3]. Основным объектом исследований обычно являлся выделенный из пород хлороформенный битумоид (ХБА). Проведенными в последние годы исследованиями на различных участках Верхнекамского месторождения (ВКМС) получена геохимическая информация об особенностях состава битумоидов солей [1, 4, 5] и их нерастворимого в воде остатка (Н.О.) [7], показавшая, что в их составе доминируют сингенетичные соединения РОВ преимущественно морского генезиса, преобразование которого происходило в восстановительной обстановке эвапоритовых фаций. На отдельных участках выявлено воздействие на сингенетичное РОВ флюидных потоков из нижележащей части разреза, в т.ч. подсолевых залежей углеводородов [4, 5].

Вместе с тем, битумоиды являются лишь частью РОВ, представляющие в основном его мобильные соединения. Вторая часть РОВ состоит из компонентов, не растворяющихся в органических растворителях (НОВ) в связи с вхождением в минеральную матрицу пород. Эта часть РОВ названа «дебитуминизированным ОВ» – *керогеном*. По своей массе она является основной частью РОВ, содержащей соединения, образующиеся в катагенезе под действием температуры и давления в

присутствии природных катализаторов, и служащих одним из важнейших носителей информации о генетической природе, степени зрелости и генерационном потенциале РОВ [2, 6]. Сведения об геохимических особенностях керогена солей в настоящее время в отечественной и зарубежной литературе отсутствуют.

С целью изучения особенностей состава керогена соленосных отложений проведено исследование двух проб керна скважины № 2205 Белопащинского участка, представленных каменной солью (пласт Е) и красным сильвинитом (КрП).

В соответствии с «Руководством...» [6], навеску дебитуминизированного нерастворимого остатка (Н.О.) соляной породы, растертую в агатовой ступке, кипятили с концентрированной соляной кислотой, затем обрабатывали плавиковой кислотой и повторно соляной кислотой. Солянокислые фильтраты испытывались раствором аммиака для контроля полноты разложения силикатов. Остатки, получаемые после каждой кислотной обработки, отмучивались и отмывались до нейтральной реакции. На заключительном этапе остатки промывались горячей водой до исчезновения реакции на хлор-ион, термостатировались и доводились до воздушно-сухого состояния. После всех проведенных процедур, полученный остаток представлял собой рыхлую массу керогена черного цвета. Полнота извлечения керогена из дебитуминизированного НОВ оценивалась по его зольности. Анализ, проведенный по ГОСТ 11022-95, показал, что зольность выделенного керогена составляет 0,27-0,40%, что позволяет считать полноту его извлечения достаточной [6].

Результаты проведенных исследований показали, что содержание керогена в исследованных пробах составило 649,86-956,08 мг/кг породы при концентрации битумоидов ХБА в солях 14,84-19,17 мг/кг.

Для изучения состава керогена произведена его «холодная» экстракция хлороформом, позволяющая извлечь его мобильные соединения. Данная фракция (ХБА_к) и являлась объектом изучения с использованием ИК-Фурье спектрофотометра PerkinElmer FT-IR/FIR Frontier и хромато-масс-спектрометрической системы Agilent Technologies 6890N MSD 5975, позволяющих получить информацию о составе и структуре анализов на элементно-молекулярном уровне. Идентификация состава гексанового экстракта ХБА_к осуществлялась по полным масс-спектрам (ТIC) с использованием библиотеки масс-спектров NIST-98.

Полученные данные свидетельствуют, что исследованные пробы ХБА_к имеют близкий состав. Ниже приводится сравнительная характеристика состава битумоидов солей ХБА_п и керогена ХБА_к.

По данным ИК-спектроскопии (рис. 1) характерной особенностью битумоидов солей $\text{ХБА}_{\text{П}}$ и керогена $\text{ХБА}_{\text{К}}$ является доминирование п.п. метильной и метиленовых групп (1380 и 1470 см^{-1}) над интенсивностью проявления карбонильной группы (1720 см^{-1}). Вместе с тем, слабая интенсивность проявления метиленовой группы свидетельствует о преобладании в составе керогена разветвленных алифатических углеводородных структур над неразветвленными.

Кроме того, в спектре керогена отчетливо выражены поглощения в области «эфирной полосы» (1030 - 1260 см^{-1}), в которой проявляются гетеросоединения. Судя по наличию п.п. 1030 см^{-1} , 1060 см^{-1} , 1080 см^{-1} , 1100 см^{-1} , 1170 см^{-1} и 1250 см^{-1} в $\text{ХБА}_{\text{К}}$ присутствуют сложноэфирные структуры, в том числе ароматического характера (п.п. $\text{C}=\text{C}$ в области 1600 см^{-1}). Не исключено проявление в этой области сернистых соединений (п.п. 1020 - 1080 см^{-1}) типа тиокетонов, тиоэфиров, сульфоновых кислот.

Широкая полоса поглощения низкой интенсивности при 1750 - 1550 см^{-1} может объединять проявление валентных колебаний связей $\text{C}=\text{C}$, $\text{C}=\text{N}$ и $\text{C}=\text{O}$ полиенов, аренов, гетероциклов и карбонильных соединений. Проявление карбонильной группы (1720 см^{-1}) выражено слабо, что свидетельствует о низкой степени окисленности битумоидов.

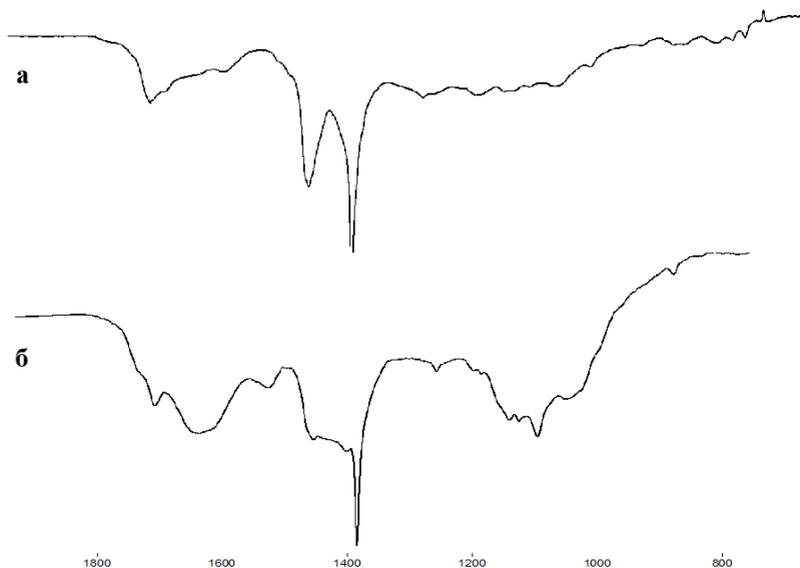


Рис. 1. ИК-спектры $\text{ХБА}_{\text{П}}$ сильвинита (а) и $\text{ХБА}_{\text{К}}$ керогена (б)

В целом, кероген характеризуется присутствием в составе широкого спектра гетеросоединений. Последнее подтверждается данными хромато-масс-спектрометрии (табл., рис. 2)

По составу гексановые фракции ХБА_к, выделенные из каменной соли и сильвинита красного, достаточно близки (табл.).

Таблица

Углеводородный состав ГФ ХБА (%)

Соединения	галит		сильвинит	
	ХБА _п	ХБА _к	ХБА _п	ХБА _к
ΣУВ	54,66	20,62	72,29	17,90
алифатические УВ	53,56	18,23	71,25	17,62
в т.ч. n-алканы	41,78	14,12	44,33	10,35
изо-алканы	4,63	0,86	7,30	0,69
изопренаны	3,93	3,10	15,69	6,23
алкены	3,22	1,74	3,93	0,35
нафтовые УВ	1,10	0,80	0,27	0,28
ароматические УВ	-	-	0,77	-
Σ гетеросоединений	45,34	79,38	27,57	82,10
в т.ч. O-содержащие:	36,56	53,05	20,91	62,76
NaI-содержащие	5,46	1,35	4,96	3,50
S-содержащие	-	18,38	0,37	8,80
полиэлементные	3,32	6,60	1,33	7,04
ряд n-алканов	C ₁₁ -C ₂₅ ^г , C ₂₇ -C ₃₀ ^г , C ₃₄ ^г , C ₃₅ ^г , C ₄₃ ^г , C ₄₄	C ₁₆ -C ₂₃ ^г , C ₂₆ ^г , C ₂₇ ^г , C ₂₉ -C ₃₁ ^г , C ₃₄	C ₁₂ ^г , C ₁₄ -C ₂₆ ^г , C ₂₈ ^г , C ₃₀ ^г , C ₃₆	C ₁₃ ^г , C ₁₆ -C ₁₉ ^г , C ₂₁ ^г , C ₂₂ ^г , C ₂₄ ^г , C ₂₆ ^г , C ₂₈ ^г , C ₃₄
максимум	C ₁₈ ^г , C ₂₀	C ₁₆ ^г , C ₂₁	C ₁₈ ^г , C ₁₇	C ₁₈ ^г , C ₁₇
ΣC _{≤20} /ΣC _{≥21}	1,18	1,15	1,08	2,14
нч/ч	0,70	0,70	0,62	0,63
пристан/фитан	1,10		1,42	0,49
пристан/n-C ₁₇	0,47		1,26	0,83
фитан/n-C ₁₈	0,32	2,02	0,46	1,70
<u>пристан+фитан</u> n-C ₁₇ +n-C ₁₈	0,38		0,73	1,27
<u>Σ изопренанов</u> Σ n-алканов	0,09	0,22	0,35	0,60

Содержание углеводородов (УВ) в керогене колеблется в пределах 17,90-20,62%, что значительно ниже, чем в ХБА солей (табл., рис. 2). Как в солях, так и в керогене, они представлены алифатическими структурами во главе с н-алканами, имеющими близкие геохимические характеристики во всех пробах. В составе керогена зафиксировано присутствие C_{13} , C_{16} - C_{24} , C_{26} - C_{31} , C_{34} (максимум C_{16} - C_{18} , C_{21}) с преобладанием короткоцепочечных четных гомологов ($\Sigma C \leq 20 / \Sigma C \geq 21 = 1,15-2,14$; нч/ч = 0,63-0,70). Аналогичными характеристиками обладают ХБА солей, хотя в ряде случаев отмечается присутствие в них и более высокомолекулярных структур (C_{43} , C_{44}).

Изопренаны в ХБА_к представлены достаточно скудно ($i-C_{18}$, $i-C_{19}$, $i-C_{20}$) и их содержание, как и в ХБА_п, уступает н-алканам (Σ изопренанов/ Σ н-алканов <1).

Содержание в ХБА_к изо-алканов и олефинов незначительное (1,04-2,60%) и уступает концентрации данных структур в битумоидах солей (7,85-11,23%). Не исключено, что генерация данных соединений связана с постседиментационным преобразованием нормальных алканов.

Циклические УВ в керогене представлены только нафтеновыми структурами (цебран, 1,2-диэтилциклогексадекан, циклотриаконтан) с крайне малым содержанием (0,28-0,80%).

Преобладающими в ХБА керогена являются гетеросоединения (79,38-82,10%) во главе с О-содержащими, большая часть которых представлена кислотами (46,56-61,67%) в свободной и сложноэфирной формах. В свободной форме находятся преимущественно жирные кислоты состава C_{12} - C_{16} , C_{18} , $C_{18}^{\Delta 9}$; в сложноэфирной форме – короткие алифатические кислоты (муравьиная, уксусная, ацетоуксусная, пропионовая, щавелевая) и фталевая кислота. Содержание окисей, спиртов, простых эфиров и оксосоединений значительно меньше (0,07-6,42%), среди них отметим длинноцепочечные спирты (C_{26} , C_{30}) и бензальдегидную структуру как метки растительного материала. Отметим, что присутствие растительных спиртов и эфиров (гексакозанол, октакозанол, триаконтанол и др.) зафиксировано и в ХБА солей.

Специфическими формами гетеросоединений керогена являются серасодержащие структуры (8,80-18,38%), практически отсутствующие в битумоидах солей. К ним относятся молекулярная сера в циклической форме (S_6 , S_8), алкилсульфиды и тиолы. Кроме того, сера в восстановленной и окисленной формах входит в состав различных полиэлементных соединений (N+S, S+O, N+S+O, F+S). Присутствие серасодержащих соединений в составе керогена отражает, по всей вероятности,

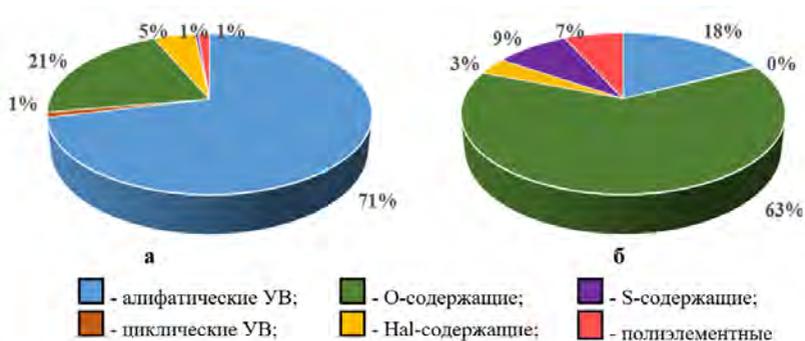


Рис. 2. Состав гексановой фракции ХБА: а - солей, б – керогена

процессы сульфатредукции, происходящие на стадии накопления солей и ранних стадиях их литификации, что привело к их связыванию в минеральной матрице пород.

Среди других гетеросоединений отметим полиэлементные структуры (6,60-7,04%), содержащие в разных комбинациях атомы N, O, Hal, S, P. Отдельно выделим F-, F+S-, F+S+Cl-содержащие соединения, особенностью состава которых является высокая насыщенность фтором. Насыщенные фтором молекулы имеются и среди карбоксильных производных, например, эфиры пентафторпропионовой, гептафторбутановой и других кислот. Одним из вероятных механизмов формирования в солях фторированных структур предложено рассматривать поступление в сформировавшиеся галогенные формации геохимически активных соединений с высоким энергетическим потенциалом, реагирующих с соляной органикой [4]. Однако, присутствие данных структур в керогене позволяет предполагать их формирование на стадии диагенеза соляных отложений за счет реагирования фторсодержащих вод с органикой откладываемых осадков.

Таким образом, полученный материал свидетельствует, что многие выявленные ранее особенности состава битумоидов солей являются не следствием вторичных постседиментационных процессов, а заложены на стадии диагенеза галогенных формаций и определяются спецификой происходящих в этот период процессов в системе «вода – осадки».

Исследования выполнены при финансовой поддержке Министерства науки и образования РФ в рамках соглашения по государственному заданию № 075-03-2021-374 от 29 декабря 2020 г.

Библиографический список

1. Бачурин Б.А., Хохрякова Е.С., Одинцова Т.А. Органическое вещество галогенных формаций как индикатор постседиментационных преобразований //

- Эволюция осадочных процессов в истории Земли: мат-лы 8-го Всероссийского литологического совещания. – М.: РГУ нефти и газа имени И.М. Губкина. – 2015. – Т.1. – С.210-213
2. *Богородская Л.И., Конторович А.Э., Ларичев А.И.* Кероген: Методы изучения, геохимическая интерпретация. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2005. – 254 с.
3. *Данилова В.П., Матухин Р.Г., Соколов П.Н.* Геохимия битумоидов девонских соленосных отложений Сибирской платформы // Условия образования месторождений калийных солей: Сб. науч. тр. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1990. – С. 65-77.
4. *Одинцова Т.А., Бачурин Б.А.* Геохимические особенности органического вещества в зонах замещения калийных солей Верхнекамского месторождения // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Науч. чтения памяти П.Н.Чирвинского: сборник научных статей. ПГНИУ. – Пермь, 2013. – Вып.16. – С. 311-319.
5. *Одинцова Т.А., Бачурин Б.А.* Особенности органического вещества солей зон нефтегазоаккумуляции // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Науч. чтения памяти П.Н.Чирвинского: сборник научных статей. ПГНИУ. – Пермь, 2018. – Вып. 21. – С. 443-450.
6. *Руководство по анализу битумоидов и рассеянного органического вещества горных пород / Под ред. В.А. Успенского, К.Ф. Родионовой, Горской А.И., Шишковой А.П.* – Ленинград: Недра, 1966. – 286 с.
7. *Хохрякова Е.С., Бачурин Б.А.* Особенности состава битумоидов нерастворимого остатка солей как показателя условий формирования эвапоритовых отложений Верхнекамского бассейна // Горное эхо. – 2021. – № 3 (84). – С. 22-29. DOI:10.7242/echo.2021.3.5

GEOCHEMICAL FEATURES OF THE KEROGEN COMPOSITION OF SALTS OF THE VERKHNEKAMSKY DEPOSIT

В.А. Bachurin

bba@mi-perm.ru

Based on the study of the core of the well No. 2205 of the Belopashninsky area, data on the composition of kerogen (debituminized insoluble residue) of the salts of the Verkhnekamskoye field were obtained for the first time. Based on the data of infrared spectroscopy and gas chromatography-mass spectrometry, geochemical markers characteristic of this type of organic matter have been established.

Keywords: Verkhnekamskoe salt deposit, bitumoids, kerogen, IR spectroscopy, gas chromatography-mass spectrometry, geochemical markers.

УДК 552.54

М.В. Бубнова, И.И. Чайковский, Е.П. Чиркова
Горный институт УрО РАН, г. Пермь

ПОЛИМИНЕРАЛЬНЫЕ КОНКРЕЦИИ СОЛЯНО-МЕРГЕЛЬНОЙ ТОЛЩИ СОЛИКАМСКОЙ ВПАДИНЫ

Охарактеризован минеральный состав и строение полиминеральных конкреций, в центре сложенных халцедоном, карбонатами и сульфатами по периферии. Их зональность, наличие включений раковин милиолид и отсутствие структур облепания свидетельствует об их метасоматической природе. Реконструирован эволюционный ряд конкреций (халцедон – халцедон-кальцит – халцедон-кальцит-гипс – халцедон-гипс), отражающий дифференциацию веществ по их растворимости. Высказано предположение о том, что приуроченность конкреций к верхней части соляно-мергельной толщи отражает смену в седиментационном бассейне сульфатно-кальциевых вод на гидрокарбонатно-кальциевые и может маркировать уровень нарушения экосистемы.

Ключевые слова: соляно-мергельная толща, минералогический маркер, метасоматическая дифференциация, конкреции.

DOI: 10.17072/chirvinsky.2022.18

Изучение диагенетического конкреционного окремнения карбонатов проводилось и ранее многими исследователями, среди которых были А.А. Махнач и В.Т. Фролов [2, 3]. А.А. Махначом установлены два механизма их формирования – метасоматическое замещение карбонатного осадка и «расталкивание» (оттеснение) его зерен. Свидетельством первого процесса является наличие в кремнях замещенных карбонатных раковин и ходов илоедов. Второго: отсутствие реакционных контактов кремней с карбонатным субстратом, наличие в кремнях незамещенных раковин, существенная часть которых сконцентрирована на поверхности желваков, а также округлая форма кремней как результат стремления к наиболее энергетически выгодной организации вещества.

Согласно В.Т. Фролову [3], щелочной характер иловых вод приводит к растворению скелетных остатков и даже кварцевых зерен и появлению подвижного кремнезема. Вещество мигрирует через пористый и водонасыщенный осадок, а центрами осаждения чаще всего выступают микроучастки осадка с низкими рН, например, у останков организмов и других скоплений органического вещества, разложение которого генерирует органические кислоты и H_2CO_3 .

Объектом данного исследования являлись полиминеральные

существенно кремниевые конкреции размером от 0,5 мм до 9 мм в глинистых доломитовых известняках с реликтовой сульфатной минерализацией из прикровельной части соляно-мергельной толщи в скважинах № 1407, 1408, 1409 Соликамского участка ВКМС.

Валовый химический анализ вмещающих пелитоморфных пород и диагностика минеральных фаз, слагающих конкреции, выполнялись при помощи сканирующего электронного микроскопа VEGA 3 TESCAN с системой рентгеновского энергодисперсионного микроанализа INCA Energy 250/X-max 20 в Горном институте УрО РАН, г. Пермь. Для определения и уточнения названия пород была использована классификация карбонатных и глинисто-карбонатных пород по С.Г. Вишнякову [1].

Все встреченные конкреции локализованы в довольно узком интервале (около 25 м) в верхней части соляно-мергельной толщи (рис.1), которая сверху перекрывается терригенно-карбонатной толщей. Химический анализ вмещающих пород (табл.) и их пересчет на нормативные минеральные фазы позволил показать, что их состав отвечает глинистому доломитовому известняку с незначительной примесью сульфатного материала. Присутствовавшие ранее диагенетические желваки ангидрита в настоящее время замещены гипсом (иногда с кальциевой каймой) или ситовидным кварцем, кальцитом, реже гипсом.

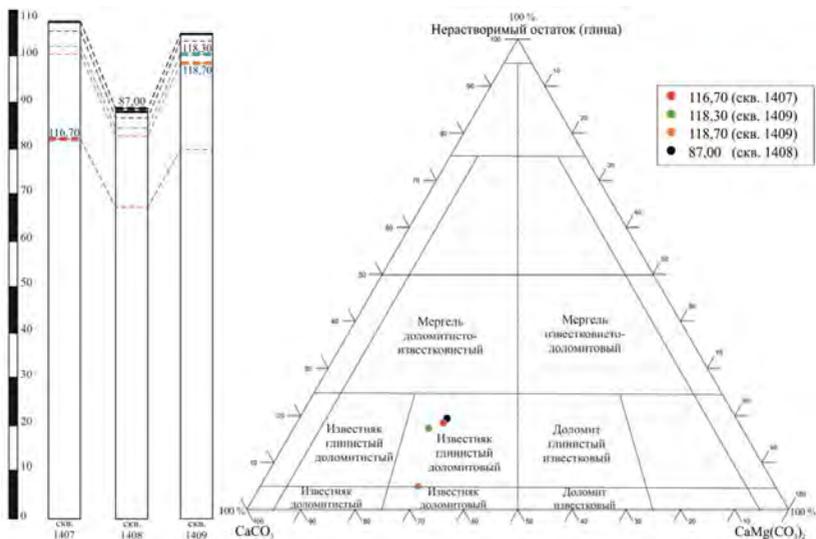


Рис. 1. Пространственное положение конкреций в разрезе соляно-мергельной толщи изученных скважин и нормативного вещественного состава вмещающих пород на диаграмме С.Г. Вишнякова [1]

Таблица

Валовый состав вмещающих пелитоморфных пород в мас. %

Элементы	скв. 1407	скв. 1408	скв. 1409	
	116,70 м	87,00 м	118,30 м	118,70 м
O	57,13	59,87	55,52	57,98
Na	0,35	0	0,68	0
Mg	10,81	10,38	9,86	11,83
Al	1,08	0,9	1,32	0,35
Si	7,37	7,35	6,86	2,02
S	0,45	0,38	0,57	0,7
Cl	0	0	0,57	0
K	0,35	0,33	0,47	0
Ca	21,78	20,28	22,89	26,75
Fe	0,69	0,51	1,28	0,37
Сумма	100	100	100	100

Нами изучено 95 конкреций, особенности их анатомии и минеральный состав. Они имеют концентрически зональное строение и представляют собой шарообразные и эллиптические образования, иногда формирующие гантелеобразные сростки в случаях их срастания (рис. 2).

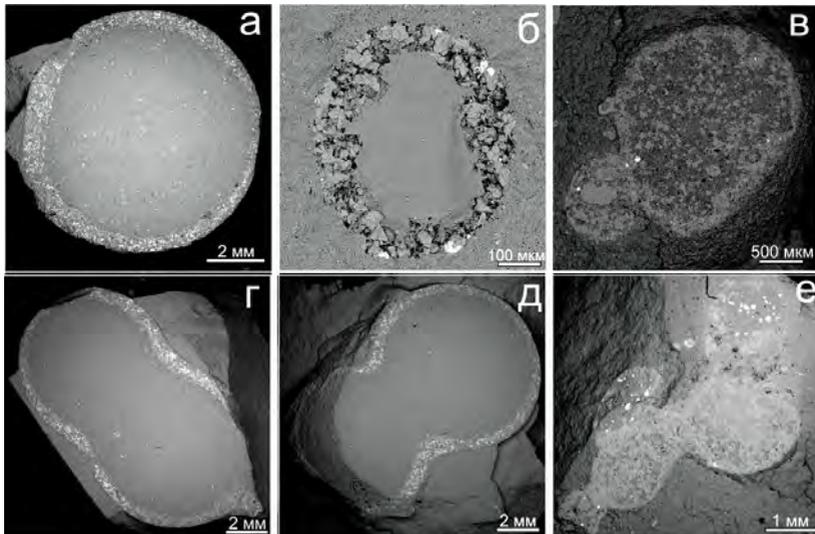


Рис. 2. Морфология конкреций: а – сферическая; б – эллиптическая; в-е – гантелевидная, за счет их срастания. Светлые включения представлены пиритом, сфалеритом, целестином и баритом

Зональное строение обусловлено неравномерным распределением минералов в конкрециях (рис. 3). Центральную часть большинства конкреций составляет плотный или пойкилитовый халцедон с вростками кальцита, реже доломита. На краю находится карбонатный и сульфатный материал в виде кальцитовый, реже гипсовой, каймы. Вариации минерального состава позволили реконструировать следующий ряд: халцедон – халцедон-кальцит – халцедон-кальцит-гипс – халцедон-гипс. Наряду с этими основными минералами могут присутствовать второстепенные фазы в виде вкрапленности пирита, сфалерита, барита и целестина, как в ядре, так и кайме (рис. 4).

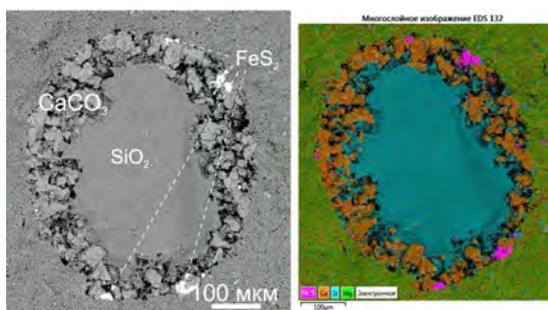


Рис. 3. Пример зонального распределения минералов и поэлементная карта одной из халцедон-кальцитовых конкреций с пиритом

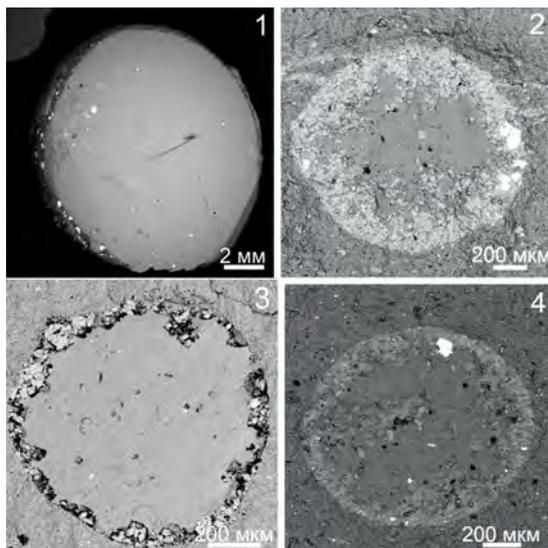


Рис. 4. Представительные конкреции халцедонового (1), халцедон-кальцитового (2), халцедон-кальцит-гипсового (3) и халцедон-гипсового (4) состава. Светлые включения представлены пиритом, сфалеритом, целестином и баритом

Гипс наряду с самостоятельной каймой в халцедон-гипсовых конкрециях может образовывать вкрапленность в кальцитовой кайме халцедон-кальцит-гипсовых стяжений. Нормативный сульфат кальция присутствует и в поровом растворе, который при вскрытии образует кристаллические высолы на поверхности карбонатного материала (рис. 5, 6).

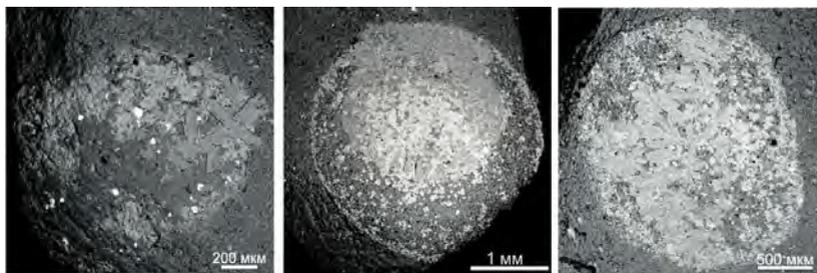


Рис. 5. Раскристаллизованные высолы гипса на кальцитовой кайме или вrostках кальцита. Светлые включения представлены пиритом, сфалеритом, целестином и баритом

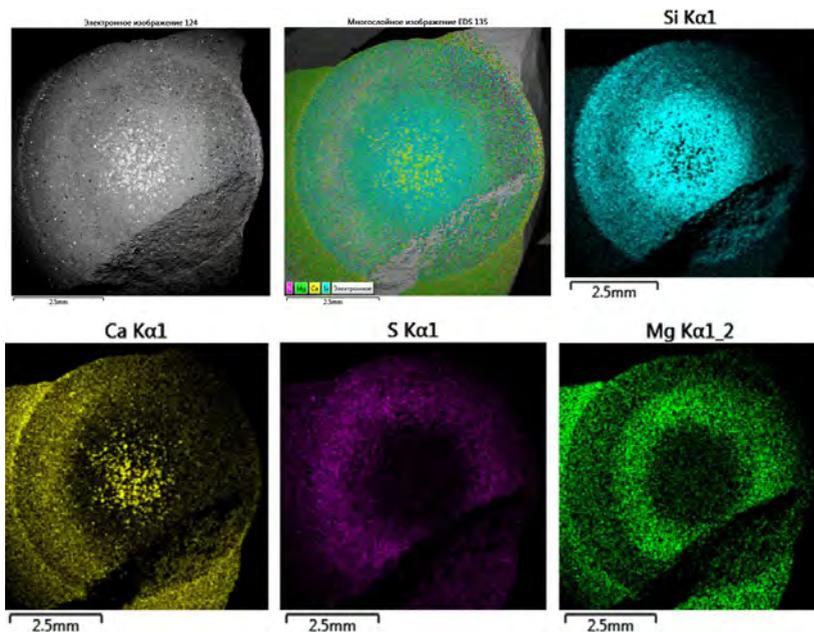


Рис. 6. Пример зонального распределения минералов и поэлементные карты

Наряду с преобладающими конкрециями, с существенно халцедоновым ядром, зафиксированы еще два типа стяжений. Первые содержат в центре сгустки, промежуточные зоны или обильную вкрапленность кальцита, реже отмечаются скопления в краевой части (рис. 7). Вторые характеризуются существенно кальцитовым составом и имеют полицентрически-зональное строение (рис. 8).

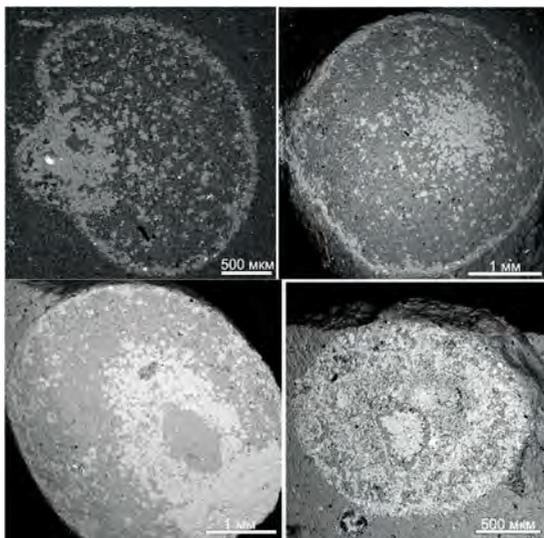


Рис. 7. Конкреции второго типа со сгустками и обильной вкрапленностью кальцита. Светлые включения представлены пиритом, сфалеритом, целестином и баритом

В центральной части ряда конкреций (скв. 1407, 116,70 м; скв. 1409, 118,30 и 118,70 м) встречаются мелкие (20–50 мкм) окремненные включения раковин, схожих с таковыми класса фораминифер отряда милиолида (*Miliolida*) (диагностика Т.В. Фадеевой, ГИ УрО РАН) (рис. 9).

Зональное строение конкреций, связанное с отложением кремнезема, растворением и переотложением карбонатного материала, наличием включений раковин и отсутствием структур облегания однозначно свидетельствует об их метасоматической природе. Зафиксированное присутствие внутри некоторых стяжений раковин милиолид позволяет предполагать, что разложение их органического материала могло послужить геохимическим барьером, благоприятным для осаждения кремнезема.

Выявленная зональность (халцедон в центре, карбонаты и сульфаты по периферии) позволила реконструировать эволюционный ряд конкреций (халцедон – халцедон-кальцит – халцедон-кальцит-гипс

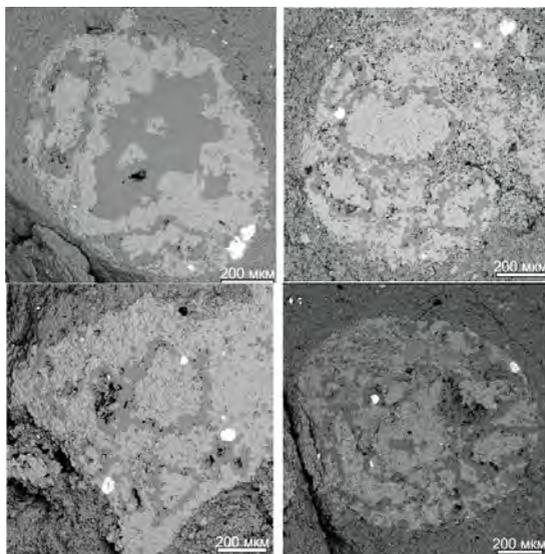


Рис. 8. Конкреции третьего типа с полицентрически-зональным строением существенно кальцитового состава. Светлые включения представлены пиритом, сфалеритом, целестином и баритом

– халцедон-гипс), отражающий дифференциацию веществ по их растворимости.

Нарушение этой зональности (конкреции 2 и 3-го типов) может быть связано с неэффективным выносом карбонатного материала, его перекристаллизацией и пространственной перегруппировкой (агрегацией) внутри стяжений. Возможен также захват крупными конкрециями более мелких.

Зафиксированное широкое присутствие сульфатов (барита, целестина, включений и высолов гипса,) и сульфидов в изученных конкрециях отражает высокое содержание сульфат-ионов в минералообразующих растворах. Именно присутствие сульфат-иона в осадке способствует разложению глинистых минералов с образованием свободной кремнекислоты как за счет гидролиза, так и экстракции металлов в результате сульфат-редукции [4].

Таким образом, выявленные полиминеральные стяжения на границе соляно-мергельной толщи, для которой характерны сульфатно-кальциевые воды, с терригенно-карбонатной, для которой типичны гидрокарбонатно-кальциевые, являются минералогическим маркером изменяющегося состава поровых вод, знаменующим

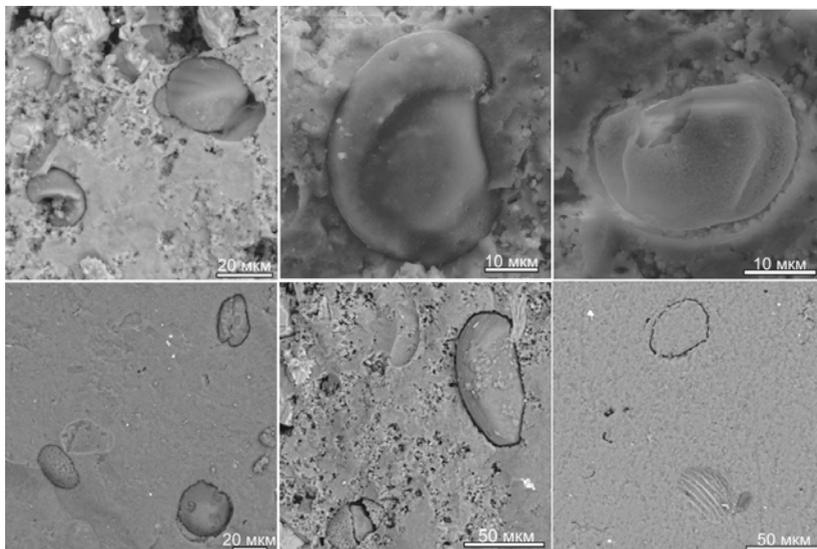


Рис. 9. Включения окремненных раковин в центре полиминеральных конкреций, схожих с таковыми класса фораминифер отряда милиолида (*Miliolida*)

существенное распреснение бассейна седиментации, и, вероятно, нарушение экосистемы.

Следовательно, соликамские полиминеральные образования в отличие от типичных мономинеральных кремнистых конкреций, формирующихся в карбонатных породах, являются результатом метасоматической дифференциации кремнистого, карбонатного и сульфатного материала в поликомпонентной среде. Можно предположить, что еще одним, пока не зафиксированным продуктом этой дифференциации, является трансформированный глинистый материал.

Исследование выполнено при финансовой поддержке Министерства науки и образования РФ в рамках соглашения по государственному заданию № 075-03-2021-374 от 29.12.2020 (рег. № НИОКТР АААА-А18-118040690031-5).

Библиографический список

1. Вишняков С.Г. Карбонатные породы полевое исследование их пригодности для известкования почвы // Карбонатные породы Ленинградской области, Северного края и Карельской АССР. Вып. 2. М.; Л., 1933.
2. Махнач А.А. Стадиальный анализ литогенеза. – Минск: БГУ, 2000, 255 с. С. 87, 91, 97.
3. Фролов В.Т. Литология. Кн. 1: Учеб. пособие. – М.: МГУ, 1992, 336 с.
4. Чиркова Е.П., Чайковский И.И. О роли сульфат-редукции в минералообразовании на Верхнекамском месторождении солей // Проблемы минералогии, пе-

трографии и металлогении. Сб. науч. статей. Перм. гос. нац. иссл. ун-т. – Пермь, 2012. Вып. 15. с.79-84.

POLYMINERAL NODULES FROM THE SALT-MARL SEQUENCE
OF THE SOLIKAMSK DEPRESSION

M.V. Bubnova, I.I. Chaikovskiy, E.P. Chirkova

ilya@mi-perm.ru

The mineral composition and structure of polymineral nodules, composed of chalcedony in the center, carbonates and sulfates along the periphery, are characterized. Their zoning, the presence of inclusions of miliolid shells, and the absence of encasing structures testify to their metasomatic nature. The evolutionary series of nodules (chalcedony - chalcedony-calcite - chalcedony-calcite-gypsum - chalcedony-gypsum) has been reconstructed, reflecting the differentiation of substances according to their solubility. It has been suggested that the confinement of nodules to the upper part of the salt-marl strata reflects the change in the sedimentation basin of sulfate-calcium waters to bicarbonate-calcium and may mark the level of extinction of organisms that prefer high salinity.

Keywords: salt-marl strata, concretions, metasomatic differentiation, mineralogical marker of ecological crisis.

УДК 553.3

В.Н. Бузмаков, Ю.В. Володина
АО ЕВРАЗ КГОК, г. Качканар

ТИТАНОМАГНЕТИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАК ПЕРСПЕКТИВНАЯ СЫРЬЕВАЯ БАЗА МЕТАЛЛУРГИИ УРАЛА (НА ОСНОВЕ ОПЫТА РАЗРАБОТКИ КАЧКАНАРСКОЙ ГРУППЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ)

В связи с истощением запасов магнетитовых руд, рентабельных для отработки, роль титаномагнетитовых руд возрастает. Кроме того, наличие в рудах V_2O_5 значительно повышает их ценность, из-за чего месторождения используются только для добычи ванадия, в то время как титан и ванадий уходят в хвосты обогащения или в отходы металлургического производства. В случае, если титан нельзя удалить в должной мере, то руды не разрабатываются. Однако для успешного применения современных технологий обработки руд этих месторождений необходимо учитывать ряд минералогических и генетических факторов, и как следствие, проводить технологические исследования на ранних этапах геологического изучения рудных объектов. Еще в процессе оценки месторождения необходимо рассматривать не только технологии обогащения, но и металлургического передела, а также проводить геолого-технологическое картирование, которое позволит эффективно управлять качеством продуктов на всех переделах производственного процесса.

Ключевые слова: титаномагнетит, Качканар, титан, ванадий, железо.

DOI: 10.17072/chirvinsky.2022.27

Титаномагнетитовые руды – это руды, основным полезным компонентом которых является титаномагнетит. Титаномагнетит (а. titanomagnetite) по определению Горной энциклопедии [1], имеет два значения: 1) минерал подкласса сложных оксидов, магнетит титаносодержащий $(Fe,Ti)Fe_2O_4$; 2) магнетит с включениями шпинелей (герцинита, плеонаста, кульсонита, ганита и др.), ульвошпинели, ильменита в виде пластинчатых вростков (продукт распада твёрдых растворов). Генетически они приурочены к расслоенным интрузиям, анортзитовым массивам, зонам тектономагматической активизации древних платформ, срединным массивам, зонам спрединга и субдукции складчатых областей [2]. Происхождение этих руд предполагается из пород верхней мантии, внедрившихся в земную кору [3]. Данный тип месторождений характеризуется очень большими запасами, простым строением рудного тела, наличием ванадия, возможностью открытой разработки и проведением

недорогого магнитного обогащения. К недостаткам относится наличие оксида титана, который не удаляется при механическом обогащении и неблагоприятно влияет на доменный передел [4].

В связи с истощением запасов магнетитовых руд, рентабельных для отработки, роль титаномагнетитовых руд будет возрастать, особенно в промышленно развитых районах (Урал, Северо-Запад России, Сибирь). Кроме того, титаномагнетитовые месторождения в некоторых случаях могут быть использованы для попутного извлечения других черных, цветных и редких металлов (ванадий, хром, алюминий, медь, скандий, галлий и т.д.) [5, 6].

Возраст руд от архея до антропогена. К докембрийским рудам относятся в основном руды древних платформ. Сюда входят формации расчлененных интрузий (габбровая и габбро-амфиболитовая формации), анортитовых массивов и зон тектономагматической активизации (щелочно-ультраосновная формация с интрузивами центрального типа и формация расчлененных интрузивов основных и ультраосновных пород бушвельдского типа).

Палеозойские и мезо-кайнозойские месторождения, как правило, связаны со складчатыми областями и представляют собой массивы ультраосновных-основных пород. С геодинамической точки зрения такие массивы представляют собой рифтогенные образования или срединно-океанических хребтов зон спрединга. Они представлены габброидной (габбро-диорит-диабазовой габбро-амфиболитовой и др.) высокотитанистой формацией. Либо островодужные образования или образования активной континентальной окраины эпохи субдукции, представленные низкотитанистой дунит-пироксенит-габбровой формацией качканарского типа. Надо учесть, что на современном срезе основная часть этих массивов прошла коллизионный этап развития района, что привело к изменению их формы и минерально-петрографического состава. По особенностям внутреннего строения все массивы делятся на два основных типа - концентрически-зональные и линейно-блоковые [7, 8].

К кайнозойским относятся современные прибрежно-морские россыпи титаномагнетитов (черные пески). Наиболее крупные запасы известны в Японии, Новой Зеландии, Филиппинах, Египте, на Дальнем Востоке РФ. Доля титаномагнетита в россыпях составляет от 7% до 35%.

Надо сказать, что несмотря на попытки отдельных авторов провести полную классификацию месторождений титаномагнетитов, из-за их достаточно малой изученности, их полной генетической классификации до сих пор не существует. В частности, недостаточно разработана их геодинамическая позиция. По этой же причине не полностью разработана их промышленная классификация.

Использование титаномагнетитовых руд для производства железа началось давно. Аристотель в IV веке до н.э. писал, что халибы использовали для производства стали морской песок с северного побережья Анатолии. Он состоял из смеси зёрен магнетита, титаномагнетита и содержал ванадий. В следствие этого получаемая сталь была легированной, и обладала высокими качествами.

Разработка отдельных участков титаномагнетитовых месторождений в России началась с развитием горной промышленности в XVIII веке на Урале, а также в отдельных районах Карелии. Разрабатывались сплошные руды в оливинитах, без обогащения, или с ручной рудоразборкой, с высоким выходом шлака. Но наличие дешевого сырья и рабочей силы обеспечивало рентабельность производства. Использовались руды месторождений Вознесенского (Кыглымская группа) и Магнитная Яма на северном склоне г. Качканар, Билимбаевское и горы Магнитки. И все же к началу XX века их разработка не выдержала конкуренции с доменным процессом и прекратилась.

Первые научные исследования титаномагнетитовых руд начались в России на Урале, с развитием горного дела. В 1770 году П.С. Паллас совершил путешествие по Уралу, где изучал в том числе и титаномагнетитовые руды. Изучение начиналось на массиве горы Соловьевой (Н. Тагил), горы Качканар и Кыглымского интрузивного комплекса. В 1868-90 годах А.П. Карпинский провел первые петрографические исследования вмещающих пород и руд [9].

Следующий этап изучения этих месторождений связан с потребностью в новых месторождениях железа и возникновением потребности в ванадии и титане. В 1931-1932 гг. исследования титаномагнетитовых месторождений Урала производились сотрудниками Уральского отделения Института прикладной минералогии и геологии Академии наук СССР И.И. Малышевым, П.Г. Пантелеевым и А.В. Пэком, которые впервые в истории изучения этих руд дали общую оценку перспектив рудоносности Качканарского массива и подобных групп [10]. Ими в 1928 - 31 годах была проведена разведка и подготовлены к эксплуатации Кусинское ильменит-титаномагнетитовое и Первоуральское титаномагнетитовое месторождения. В 1963 году началась разработка Гусевоторского месторождения Качканарским ГОКом, с последующим окучкованием и металлургическим переделом на Нижнетагильском металлургическом комбинате. За рубежом разработка титаномагнетитовых месторождений началась так же в связи с потребностью в пигментном оксиде титана и ванадии.

В целом наличие пятиоксида ванадия значительно повышает ценность месторождений титаномагнетитовых руд [11, 12]. Вследствие чего, некоторые титаномагнетитовые месторождения (с долей ванадия в рудах более 1%),

могут использоваться только как ванадиевые, а железо и титан могут быть хвостами обогащения. По гидрометаллургической технологии руду (иногда после магнитного обогащения) смешивают с химическими реагентами (содой, известью и т.д.), спекают, а затем водой извлекают растворимые ванадаты. Из шлаков может извлекаться железо и титан или шлаки могут уходить в отвалы. Такая технология применяется в ЮАР и Финляндии. На некоторых месторождениях Канады, после извлечения ванадия твердый титансодержащий остаток обрабатывают соляной кислотой при высокой температуре. После фильтрации, промывки и сушки получают продукт, содержащий от 76% до 83% TiO_2 .

Традиционная коксодоменная технология применяется компанией ЕВРАЗ. Но её реализация экономически эффективна только при высокой производительности (не менее 3 млн т/год). Кроме того, при содержании в железорудном сырье (ЖРС) двуокиси титана более 4% применение данной технологии затруднительно, т.к. происходит взаимодействие доменного шлака с коксом, которое ведет к интенсивному восстановлению и карбидизации титана. Из-за чего горн доменной печи загромождается тугоплавкими карбидами и оксикарбонитридами титана, что снижает фильтруемость и приводит к ухудшению течения жидких фаз (капель чугуна и шлака). При этом возрастает расход кокса, уменьшается производительность доменных печей, растет трудоемкость работ на горне и существенно увеличиваются затраты на очистку (обработку) чугуновозных ковшей из-за их зарастания тугоплавкими титансодержащими шлаками [13].

Поэтому при разработке титаномагнетитовых месторождений для доменного передела большое значение имеет технология обогащения [14]. В частности, применение тонкого грохочения и другие приемы [15]. Если не удастся разработать технологическую схему обогатительного передела, экономически позволяющую в должной мере удалять титан из концентрата, месторождение не разрабатывается [16].

Несмотря на то, что ванадий является ценным компонентом, его запасы подсчитываются в пределах контуров кондиционных железных руд. Опыт работы Качканарского ГОКа говорит о том, что потери ванадия происходят в основном при обогатительном переделе. Вследствие высокой ценности ванадия, для снижения его потерь, еще на этапе разведки и при разработке проекта ГОКа необходимы технологические исследования, позволяющие оценить поведение ванадия при обогатительном переделе и влияние состава руды на этот процесс. Это представляет большой практический интерес, так как ванадий из концентрата, практически весь переходит в ЖРС [17]. Кроме того, при проведении данных исследований необходимо оценить отделение ильменита и выход титана в концентрат [18]. Как правило, данные

исследования проводятся на «трубке Дэвиса», при различной крупности рудных зерен. При этом, как минимум единичные пробы, а желательно все рудные, следует подвергнуть технологическим исследованиям, для оценки перспектив использования месторождения еще на стадии оценки. Кроме того, на этой же стадии, еще при определении текстурных и структурных особенностей руды выделить возможность проведения сухой сепарации после дробления. Исходя из того, что равномерная вкрапленность не позволяет проводить сухую сепарацию или снижает её качество.

Для руд с тонкозернистой структурой и руд со структурами распада твердых растворов выделение ильменитовых концентратов затруднено. Попытки улучшить структуру руд, такие как окислительный обжиг для улучшения методов обогащения пока практических результатов не дают [19].

Соответственно для таких руд коксодоменная технология не подходит. Разрабатываются новые технологии прямого восстановления железа (Direct Reduced Iron) с помощью природного газа или водорода, рудо-угольных окатышей [20]. Так как получается большое количество шлака, сложно отделяемого от металла. Более подходящей является технологии «ITmk3» или «RCI», при которых происходит концентрирование ванадия и титана в шлаковой фазе и отделение чугуна от шлака, при которых шлак может не плавиться. То есть карбидизация титана в шлаке не имеет большого значения. Но при этом для получения титана и ванадия необходимо разрабатывать технологии рентабельного их извлечения из шлака. А при содовой технологии это возможно только при низкой доле кварца [21]. Таким образом, содовая и хлорная технологии извлечения ванадия и титана экономически возможна только тогда, когда в концентрате почти чистые титаномагнетит и ильменит, даже в тесных сростках. А для переработки шлаков с кварцем нужны другие технологии, например, фтор-аммонийная [22]. То есть выбор технологии обогащения зависит от технологии металлургического передела.

Подводя итоги, можно определить задачи, стоящие перед наукой в свете разработки месторождений титаномагнетитов, которые являются основной перспективной базой металлургических предприятий Урала. Это разработка генетической и промышленной классификации руд. Необходимость проводить технологические исследования на ранних этапах геологического изучения рудных объектов. Еще в процессе оценки месторождения необходимо рассматривать не только технологии обогащения, но и металлургического передела, а также проводить геолого-технологическое картирование, которое позволит эффективно управлять качеством продуктов на всех переделах производственного процесса.

Библиографический список

1. Горная энциклопедия. М. «Советская энциклопедия» 1984—1991 годов. Т. 1-5
2. *Иванов О. К.* Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала: (Минералогия, петрология, генезис). - Екатеринбург: Изд-во Урал, ун-та, 1997. - 488 с.
3. *Хаин Е.В., Ремизов Д.Н.* Шесть типов ультрабазит-базитовых комплексов в складчатых сооружениях или проблема существования астеносферных окон под континентальными окраинами, испытавшими обдукцию офиолитов. //Материалы третьей международной конференции «Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения». Екатеринбург. Издательство ИГГ УрО РАН. 2009г. Ст.237-242.
4. *Темников В.В., Калимулина Е.Г., Тлеуглабулов Б.С.* Анализ образования и переработки металлургических отходов в АО «ЕВРАЗ НТМК». //Черные металлы №7 (1039) 2018 г., С. 32-37.
5. *Борисенко Л.Ф., Делицин Л.М., Подубабкин В.А., Усков В.Д.* Комплексное использование титаномагнетитовых руд. М. 1997. 65 с.
6. *Володина Ю.В.* Галлий в рудах Качканара и перспективы его использования. // НАУКА-ОБРАЗОВАНИЕ-ПРОИЗВОДСТВО: опыт и перспективы развития: материалы XIV Международной научно-технической конференции (8-9 февраля 2018 г): в 2 томах. Т.1 – Н. Тагил: НТИ (филиал) УрФУ, 2018. С. 48-51.
7. *Готтман И.А., Пушкарев Е.В.* Геологические данные о магматической природе горнблендитов в габро-ультрамафитовых комплексах Урало-Аляскинского типа. Литосфера. 2009;(2):78-86/
8. *Волченко Ю.А., Иванов К.С., Коротеев В.А., Оже Т.* Структурно-вещественная эволюция комплексов платиноносного пояса Урала при формировании хромит-платиновых месторождений уральского типа. Часть I //Литосфера. 2007. №3. Ст. 3-27.
9. *Карпинский А.П.* Авгитовые породы д. Мулдакаево и горы Качканар. //Горный журнал 1896, т 2, №5, ст. 54-78.
10. *Мальшев И.И., Пантелеев П.Г., Пэк А.В.* Титаномагнетитовые месторождения Урала. Л. АН СССР. 1934, 264 с.
11. *Bystrov I. G., Pirogov B. I., Yakushina O. A.* Morphostructural and Constitutional Features of Titanomagnetite in Iron Ore of the Pudozhgorsky Deposit // *Geology of Ore Deposits*. 2015. Vol. 57, issue 6. P. 496–521.
12. *Yi-min Zhang, Li-na Wang, De-sheng Chen, Wei-jing Wang, Ya-hui Liu, Hong-xin Zhao, Tao Qi.* A method for recovery of iron, titanium, and vanadium from vanadium-bearing titanomagnetite // *International Journal of Minerals, Metallurgy, and Materials*. 2018. Vol. 25. № 2. P.131–144. <https://doi.org/10.1007/s12613-018-1556-0>
13. *Дмитриев А.Н., Витькина Г.Ю., Петухов Р.В., Петрова С.А., Чесноков Ю.А.* Оценка показателей доменной плавки титаномагнетитовых концентратов с различным содержанием диоксида титана //Черная металлургия. Бюллетень научно-технической и экономической информации. 2019. Т. 75. № 2. С. 154–165. <https://doi.org/10.32339/0135-5910-2019-2-154-165>
14. *Горбатова Е.А.* Определение возможности разделения титаномагнетитов и ильменита при селективной сепарации титаномагнетитовых руд. /Е.А. Горбатова, Б.И. Пирогов, М.С. Колкова, О.С. Колесатова. //Известия Уральского Государственного горного университета. – 2020. – вып.1. – С. 90-97
15. *Markauskas D., Kruggel-Emden H.* Coupled DEM-SPH simulations of wed continuous spreng // *Advanced Powder Technology*. 2019. Vol. 30, Iss. 12. P. 2997 – 3009.
16. *Булатов К.В., Газалеева Г.И., Мушкетов А.А., Сопина Н.А.* Разработка технологии получения железного концентрата из медно-титаномагнетитовых руд

- Волковского месторождения. // Обогащение руд №5 2021 г. С. 27-32.
17. *Бузмаков В.Н., Володина Ю.В.* Оценка влияния минерального состава руд Гусевогорского месторождения на концентрацию ванадия в продуктах их переработки АО ЕВРАЗ КГОК. // Известия УГГУ 2020, выпуск 3 (50), стр. 62-68. <https://doi.org/10.214402307-2091-2020-3-62-68>.
18. *Кантемиров В. Д., Яковлев А. М., Титов Р. С., Козлова М. В.* Предварительная оценка технологических типов титаномагнетитовых руд // Обогащение руд. 2018. № 3. С. 56–60. <https://doi.org/10.17580/or.2018.03.10>
19. *Колкова М.С.* Твердофазные превращения минералов в процессе окислительного обжига титаномагнетитовых руд Медведевского месторождения. /М.С. Колкова, Е.А. Горбатова, Б.И. Пирогов, А.С. Иоспа. Современные проблемы теоретической, экспериментальной и прикладной минералогии (Юшкинские чтения – 2020): Материалы российской конференции с международным участием. Сыктывкар: ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН. 2020 – С. 279-280.
20. *Тлеуглабулов С.М.* Состояние и развитие металлургии железа и стали. //НАУКА-ОБРАЗОВАНИЕ-ПРОИЗВОДСТВО: опыт и перспективы развития: материалы XIV Международной научно-технической конференции (8-9 февраля 2018 г): в 2 томах. Т.1 – Н. Тагил: НТИ (филиал) УрФУ, 2018. С 19-24.
21. *Горбунова А.В., Мукаев Е.Г., Чурилов А.Е.* Техногенные ванадийсодержащие отходы и возможность их утилизации. //Молодой ученый. 2017. №11 (145). С. 54-56.
22. *Дмитриев А.Н., Смороков А.А., Кантаев А.С., Никитин Д.С., Витькина Г.Ю.* Фтораммонийный способ переработки титановых шлаков // Известия вузов. Черная металлургия. 2021 Том 64 № 3 С. 178–183. DOI 10.17073/0368-0797-2021-3-178-183

TITANIUM-MAGNETITE DEPOSITS AS A PROMISING RAW MATERIAL BASE FOR METALLURGY IN THE URALS (BASED ON THE EXPERIENCE OF DEVELOPING THE KACHKANAR GROUP OF DEPOSITS).

V.N. Buzmakov, Y.V. Volodina

buzvn@mail.ru

Since the depletion of reserves of magnetite ores, profitable for mining, the role of titanomagnetite ores increases. In addition, the presence of V₂O₅ in the ores significantly increases their value, which is why the deposits are used only for the extraction of vanadium, and titanium and vanadium go to the waste of metallurgical production. If the titanium cannot be removed to the proper extent, then the ores are not mined. However, for the successful application of modern technologies for processing the ores of these deposits, it is necessary to take into account a number of mineralogical and genetic factors, and as a result, to conduct technological research at the early stages of geological study of ore objects. Even in the process of assessing a deposit, it is necessary to consider not only the enrichment technologies, but also the metallurgical processing, as well as to carry out geological and technological mapping, which will effectively manage the quality of products at all stages of the production process.

Keywords: titanomagnetite, Kachkanar, titanium, vanadium, iron.

П.Ю. Воронцов

ТОО «СП «Инкай», г. Шымкент

**ВЛИЯНИЕ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА РУД И
ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД НА ПРОЦЕСС ДОБЫЧИ И
ВЫЩЕЛАЧИВАНИЯ УРАНА МЕТОДОМ ПОДЗЕМНОГО
СКВАЖИННОГО ВЫЩЕЛАЧИВАНИЯ (ПСВ) НА
МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ПЛАСТОВО-ИНФИЛЬТРАЦИОННОГО
ТИПА**

В настоящее время нет определенных геотехнологических параметров и критериев, по которым после вскрытия рудного тела, возможно с высокой долей вероятности прогнозировать возникновение проблем с добычей урана. Изучение геотехнологических свойств руд, влияющих на отработку запасов урана методом ПСВ достигают различными методами: геофизическими, минералого-петрографическими, лабораторными, и т.д. Эти работы приобретают высокую актуальность при решении задач, связанных с низкой эффективностью добычи урана в «проблемных блоках». Специалистам занимающихся анализом проблем при извлечении урана необходимы дополнительные данные по минералого-петрофизическому составу рудовмещающих пород, формам нахождения урана в породе, составу минералов урана, текстурным, структурным особенностям и по литолого-фильтрационным типам распределения урана, степени фильтрационной неоднородности пород, и их кислотоёмкости и т.д.

Ключевые слова: уран, добыча урана, выщелачивание, метод подземного скважинного выщелачивания (ПСВ), месторождения пластово-инфильтрационного типа, минералогия урана, фракции и химический состав проб с урановыми минералами.

DOI: 10.17072/chirvinsky.2022.34

Изучение геотехнологических свойств руд, влияющих на отработку запасов урана методом ПСВ достигают различными методами: геофизическими, минералого-петрографическими, лабораторными, и т.д.

Эти работы приобретают высокую актуальность при решении задач, связанных с низкой эффективностью добычи урана в «проблемных блоках».

В настоящее время последовательность решения этих задач заключается в анализе:

- качества сооружения технологических скважин, их освоения и в корректности посадки фильтров;

- соблюдения баланса технологических растворов по блоку и ячейкам;
- режима подачи кислоты при закислении и выщелачивании урана;
- эффективности ремонтно-восстановительных работ (РВР) на скважинах, уровень восстановления до проектных значений и длительность межремонтного цикла после РВР.

По результатам петрографических исследований установлено, что в формировании рыхлых осадочных пород геологических разрезов месторождений Шу-Сарысуйской провинции Казахстана принимают участие выветрелые и разрушенные породы магматического и осадочно-метаморфогенного происхождения.

Наиболее распространены продукты разрушения пегматоидных образований. Широко представлен класс кремнистых пород нескольких разновидностей, и обломочный материал различных вулканогенных и вулканокластических пород.

В осадочном комплексе присутствуют в достаточном количестве породы контактового метаморфизма, ороговикованные кремнистые и эффузивные породы.

К кремнистым породам (силицитам) относятся углеродисто-кремнистые сланцы, органогенные кремнистые породы широкого спектра (диатомиты, спонголиты, силикофлагелляты, радиоляриты) и кремнеобломочные породы.

Среди вулканических разновидностей отмечаются эффузивные (покровные эффузивы, и по всей видимости, их экструзивные аналоги) и вулканокластические образования (туфы, туфолавы, кластолавы, игнимбриты и другие пирокласты).

От того, из каких материнских пород преимущественно образовался обломочный материал осадочных рудоносных отложений, зависят и технологические свойства руд.

Ниже рассмотрены основные геотехнологические характеристики руд, которые влияют на интенсивность выщелачивания урана.

Формы нахождения урана на месторождениях пластово-инфильтрационного типа Казахстана.

Согласно литературным данным на месторождениях пластово-инфильтрационного типа выделяют следующие формы нахождения урана: водорастворимые, сорбированные, уранорганические, *урановые* минералы.

Наиболее легко вскрываемыми при ПСВ в рудах считаются водорастворимые, сорбированные и уранорганические соединения урана.

Труднее выщелачивается уран из минеральных соединений.

Баланс форм нахождения урана в песчаных рудах определяется по данным фазового химического анализа. Он заключается в последовательном выщелачивании урана следующими реагентами: дистиллированной водой, NaCl (5%), NaOH (2%) и HCl (5%).

Предполагается, что водой выщелачиваются водорастворимые, NaCl сорбированные, NaOH уранорганические и HCl минеральные соединения урана.

Например, в песчаных рудах одного из месторождений, формы нахождения урана имеют следующий средний состав в % от общего содержания урана в руде.

Водорастворимые соединения урана - 9,3%,

Сорбированные соединения урана - 7,2%,

Уранорганические соединения урана – 16,9%,

Минеральные соединения урана - 66,6%.

Как видно из приведенных данных на указанном месторождении при ПСВ легко извлекается до 33 % урана, с добычей остальных 67% могут возникнуть проблемы.

Возможный механизм возникновения урановой минерализации на месторождениях пластово-инфильтрационного типа Казахстана.

Вопросы генезиса месторождений урана пластово-инфильтрационного типа в первую очередь связаны с вопросами миграции урана в пластовых водах и его осаждения на геохимических барьерах.

Для осаждения урана из природных вод необходимо создание на восстановительном барьере определенных физико-химических условий (рН, Eh), при которых растворимые формы U^{6+} переходят в нерастворимые формы U^{4+} .

Считается, что в горных породах важнейшими осадителями урана, создающими восстановительную среду являются органические вещества, сульфиды, соединения железа, фосфаты, глинистые минералы.

В подземных водах растворенные газы: сероводород, водород, углеводороды.

При этом механизм возникновения урановой минерализации остается не выясненным.

Тем не менее, знание о генезисе урановой минерализации чрезвычайно важно для понимания процесса добычи, поскольку при выщелачивании минералов их растворение происходит в направлении обратном их способу образования.

Изучение эпигенетической урановой минерализации

пластово-инфильтрационных месторождений с помощью просвечивающей электронной микроскопии, позволил доказать, что черные рыхлые, сажистые и плёночные образования в рудных песках «урановые черни», имеют колломорфную микроструктуру, с размерами кристаллических индивидов от 0,001 до 20,0 мкм, которые диагностируются микродифракционно как коффинит и настуран.

Наблюдаемые формы минералов урана, позволили предложить следующий механизм образования и накопления колломорфных агрегатов эпигенетической урановой минерализации на границах рудогенерирующих зон пластового окисления.

Комплексные соединения шестивалентного урана, находящегося в кислородосодержащих водах зоны пластового окисления в кларковых (10^{-5} , 10^{-6} г/л) концентрациях, постоянно транспортируются ими к восстановительному геохимическому барьеру. На барьере в условиях недостатка кислорода происходит восстановление шестивалентного урана до труднорастворимых соединений четырехвалентного урана. В результате этого процесса в водной среде во взвешенном состоянии возникают микрочастицы минеральной фазы. Эти зародыши имеют весьма незначительные размеры в пределах 0,001-1,0 мкм. При этом частицы имеют большую величину свободной поверхностной энергии, большую адсорбционную способность, электростатические свойства поверхности и слабые фильтрационные свойства. Образовавшиеся в пластовой воде микроскопические частицы минералов урана малых размеров образуют с жидкой фазой коллоидный раствор.

Накопителями коллоидных растворов служат тупиковые поры, микропоры (<0,001 мкм) и мезопоры (0,001-0,1 мкм). Крупные поры, имеющие размеры 0,1-1,0 мкм, создают в горных породах систему транспортных каналов, по которым осуществляется циркуляция истинных растворов пластовых вод.

Коллоидные растворы задерживаются породами с диаметром пор от 0,1 до 0,001 мкм. Поры такого размера характерны для алевроглинистого заполнителя рудовмещающих песков, в котором одним из основных компонентов являются глинистые минералы. Дисперсный монтмориллонит или микрочешуйчатый галлуазит выполняют роль природных фильтров-накопителей, поэтому пространственно и генетически тесно ассоциируют с рудными минералами.

Известно, что вещества стремятся принимать состояние с наименьшей удельной поверхностью и, следовательно, с наименьшей свободной энергией. Поэтому, образовавшиеся микрочастицы под действием процесса собирательной кристаллизации укрупняются.

В процессе старения происходит постепенное изменение физических свойств минеральных индивидов их внутренней кристаллической структуры: обезвоживания и уплотнения, отвердевания, уменьшения количества микропор, сокращения объема, потери первичных микроструктур, уменьшения дефектности кристаллических решеток. В конечном итоге процесс старения минерального агрегата должен приводить к потере его первичной микроструктуры в результате самопроизвольно возникающего процесса перекристаллизации, заключающегося в объединении беспорядочно ориентированных дисперсных фаз в более крупные индивиды с единой кристаллической решеткой.

Если в пластовой воде изменяются щелочно-кислотные и окислительно-восстановительные свойства, то образовавшиеся минеральные урановые образования могут пептизировать (т.е. обратно переходить в раствор) до образования коллоидного раствора, и в дальнейшем, при полном растворении микрокристаллических частиц урановых минералов образовывать истинный раствор, в котором уран содержится в шестивалентном состоянии. В этом заключается цикличность процесса эпигенетического минералообразования, когда при определенных условиях происходит накопление урановой минерализации, а при смене физикохимических условий её растворение и последующее возникновение в новых благоприятных условиях из коллоидных растворов.

Необходимо отметить, что степень растворимости урановых минералов напрямую связана с их возрастом. Наиболее легко выщелачиваются относительно «молодые» минералы урана. Значительно труднее выщелачиваются «старые», прошедшие стадию перекристаллизации минералы урана, из которых формируются, как правило, очень «богатые» руды.

Особенности протекания реакций растворения минералов урана месторождений пластово-инфильтрационного типа.

Минералы урана месторождений пластово-инфильтрационного типа можно отнести к коагулированным обратимым лиофобным коллоидам с большой удельной поверхностью и поверхностным зарядом.

Поэтому растворение и выщелачивание окислов урана во вмещающей породе необходимо рассматривать - как протекание процесса химического взаимодействия растворителя с веществом в коагулированном коллоидном состоянии. В присутствии электролитов, каким является сернокислотный выщелачивающий раствор, при

определенных значениях pH и Eh в системе, на начальном этапе происходит пептизация урановых минералов, этот процесс заключается в первоначальном разрушении урановых минералов, имеющих размеры порядка от 1-10 мкм до микрочастиц нано размерности. Появление большого количества ультрамикрочастиц в поровом пространстве приводит в определенных условиях к их слипанию в цепочные, сеточные структуры (тиксотропные) с увеличением доли прочно связанной воды на поверхности этих частиц. В этом случае, резко уменьшается объем свободной жидкости, способной к перемещению выщелачивающих растворов в поровом пространстве вплоть до полной их остановки. Необходимо так же отметить, что для разрушения подобных структур, образующихся в поровом пространстве пород необходимо создавать большие градиенты напора, не всегда реализуемые на практике. При образовании тиксотропных структур скорость растворения микрочастиц урановых минералов будет лимитироваться диффузией растворителя к их поверхности.

Образование тиксотропных структур при ПСВ снижает проницаемость породы и приводит к снижению коэффициента фильтрации в межскважинном пространстве из-за увеличения доли прочно связанной воды. Поэтому уменьшение проницаемости пород напрямую зависит, от количества алеврит-глинистых частиц и от количества пептизированных микрочастиц урановых минералов.

Влияние структуры и текстуры урановых руд на процесс ПСВ урана серноокислотным методом.

Текстурные и структурные особенности распределения урановой минерализации во вмещающей породе определяют степень «упорности» руд для выщелачивания урана методом ПСВ и могут быть причиной низких концентраций урана в продуктивных растворах, несмотря на высокие содержания урана в породе.

Руды месторождений пластово-инфильтрационного типа характеризуются дисперсной и тонковкрапленной (рядовые руды) или цементной (богатые руды) текстурой, определяемой размещением урановых минералов в интерстициях (поровом пространстве) обломочных пород, в алеврит-глинистом наполнителе песка, а также в самих обломках.

По характеру распределения урановой минерализации в песчаных проницаемых отложениях выделяются дисперсно-рассеянные, крапленные, пятнисто—крапленные, пятнистые и полосчато—крапленные текстуры.

Руды, в которых урановая минерализация полностью заполняет

поровое пространство, как правило, относятся к очень богатым рудам. Подобные руды являются «упорными» для выщелачивания урана, поскольку поровое пространство непроницаемо для выщелачивающих растворов. В этом случае серноокислотные растворы взаимодействуют только с доступной внешней поверхностью скопления урановой минерализации и поэтому процесс полного растворения минералов урана затягивается на длительное время.

Влияние содержания урана в породе на процесс ПСВ. Факт плохого растворения богатых руд отмечается в отчетах по детальной разведке большинства месторождения пласто-инфильтрационного типа Шу-сарьсуйской провинции. Наиболее благоприятным для вскрытия, являются руды с содержанием урана $> 0,05\%$. Наименее благоприятными для выщелачивания будут руды с содержанием урана $> 0,5\%$.

В работе [1] отмечается, что «в блоках с высокой продуктивностью металла, на отработку которых требуется в несколько раз больший объем растворов, концентрация выщелачивающих растворов и интенсивность откачки должны быть больше по сравнению с обрабатываемыми бедными участками».

По геофизическим данным можно оценить долю запасов, которая приходится на руды с различными содержаниями урана. Если доля запасов на вскрываемом участке с малым содержанием урана значительно превышает долю запасов с большим содержанием, то руды на этом участке будут благоприятны для выщелачивания. И наоборот руды, в которых доля запасов с большим содержанием урана увеличена, можно отнести к «упорным», плохо выщелачиваемым рудам.

Распределение урана по гранулометрическим классам осадочных пород. Гранулометрический анализ осадочных пород проводится с целью определения содержания в породе частиц различного размера (размерных фракций). Для обломочных пород гранулометрический состав является классификационным признаком. По размеру частиц породы подразделяются на ряд типов: исефиты (крупнообломочные), псаммиты (песчаные), алевриты (мелкообломочные), пелиты (породы с частицами $< 0,001$ мм).

Гранулометрический состав определяется условиями образования породы, динамикой среды и зависит от рельефа и состава первичного материала. Гранулометрический состав используется при реконструкции фаций, палеогеографической обстановки геологического прошлого.

О характере распределения урана в осадочных породах судят по его распределению по гранулометрическим фракциям.

В таблице 1 приведено среднее распределение гранулометрического состава технологических проб.

Таблица 1

Фракция, мм										
+10,0	-10,0 +7,0	-7,0 +5,0	-5,0 +3,0	-3,0 +2,0	-2,0 +1,0	-1,0 +0,5	-0,5 +0,25	-0,25 +0,1	-0,1 +0,05	-0,05
Содержание, %										
5,1	3,3	5,1	9,3	9,7	19,7	3,1	20,3	18,8	4,5	1,0

В таблице 2 приведена информация по среднему химическому составу технологических проб.

Таблица 2

Компонент, %	SiO ₂ 82,9	TiO ₂ 0,2	Al ₂ O ₃ 6,3	Fe ₂ O ₃ 2,6	FeO 0,6	MnO 0,02	CaO 0,2	MgO 0,3	U ₃ O ₈ 0,072
Компонент, %	Na ₂ O 0,9	K ₂ O 2,2	P ₂ O ₅ 0,03	Собщ. 0,4	CO ₂ 0,5	Сорг 0,3	Влага 0,2	Σ 99,6	

В таблице 3 приведена информация по среднему минеральному составу технологических проб.

Таблица 3

Минералы	%
Кварц SiO ₂	66,7
Калиевый полевой шпат KAlSi ₃ O ₈	13,1
Полевые шпаты (плагноклаз) NaAlSi ₃ O ₈	8,3
Каолинит [Al ₂ Si ₂ O ₅ (OH) ₄]	4,0
Слюды (мусковит) [K ₂ Al ₄ (Si ₆ Al ₂ O ₂₀)(OH,F) ₄]	2,2
Кальцит (возможно Mg-кальцит) [Ca,Mg(CO ₃) ₂]	2,8
Минералы железа	2,9
Минералы урана	0,072

Наблюдения показывают, что минералы урана образуют плечные скопления на поверхности обломочных зерен, заполняют микротрещинки песчинок и по своему характеру распределения относительно доступны для выщелачивающих растворов.

В то же время результаты общего минералогического анализа указывают на то, что основную долю по химическому составу пробы более 66% занимает кварц. Далее был изучен минералогический анализ песчаного класса проб.

Выше было отмечено, что, если урановая минерализация полностью замещает поровый цемент, что характерно для богатых «барьерных руд», или образует минеральные скопления внутри

обломочных зерен песка, заполняя микротрещины или микропоры, то в этом случае доставка растворителя к поверхности уранового минерала и отвод растворенного урана в межзерновое проницаемое поровое пространство пород будет определяться диффузионными процессами. Ясно, что скорость выщелачивания урана в этом случае будет мала.

Большое количество микропористого трещиноватого обломочного материала, содержащего урановую минерализацию внутри своего объема, должно сказаться на снижении кинетических параметров выщелачивания урана.

Кислотоемкость пород. Основными компонентами пород, влияющими на кислотоемкость, являются карбонаты кальция, магния и железа, слюдистые минералы (хлорит, биотит), глинистое и органическое вещество песчаных отложений.

Карбонатность пород. Минералого-петрографическое изучения руд показало, что карбонаты в рудах имеют различное происхождение.

Различаются карбонаты, которые появились в песках в момент накопления осадков. Они появляются в песках в связи с разрушением частиц пород, содержащих карбонаты (породы пегматитового, эффузивного и органогенного комплекса). Наряду с ними в рудах отмечаются карбонаты, рожденные эпигенетическими процессами.

Если первая группа в основном сосредоточена в грубых классах песка, то «карбонатность» эпигенетическая в основном связана с алевроит-глинистым классом пород.

Эпигенетические изменения при окислительных процессах органического вещества пород обогащают алевроит-глинистую фракцию песков карбонатами, слюдистыми, глинистыми минералами, органическим веществом. Поставщиком органического вещества в алевроит-глинистую фракцию являются: тонкодисперсный обугленный растительный детрит, а, также битуминозная органика (более древнего происхождения), содержащаяся в органогенном комплексе обломочного материала песков.

Относительно крупных минеральных выделений карбонатов известно, что они полностью не растворяются: в выщелачивающих растворах из-за защитной рубашки гипса, возникающей на их поверхности. В то же время карбонаты алевроит-глинистой размерности растворяются полностью.

Необходимое количество кислоты для растворения карбонатов можно определить по кривым титрования суспензий кернового материала кислотой.

Глинистое вещество. Вещественный состав глин

гранулометрических классов алеврит-глинистой размерности определяется на основе рентгенофазового анализа. Наличие большого количества слюдистых минералов, каолинита и монтмориллонита, может так же указывать на высокую кислотоёмкость пород.

Органическое вещество. Органическое вещество влияет на технологические параметры процесса ПСВ, такие как, кислотоёмкость, буферные свойства по Eh. При больших содержаниях активного органического вещества в породе, увеличивается кислотоёмкость пород, Eh растворов имеет низкие значения и процесс выщелачивания затягивается по времени.

На основе минералогического изучения вещества пород выделено несколько его разновидностей:

- органогенное вещество кремнистых пород (диатомитов), представленное сапропелевым веществом и продуктами его изменения углеводородами битумного ряда (кероген);

- органическое вещество углеродисто-кремнистых сланцев, фтанитов, которые содержат в своем составе также сапропелевые компоненты в форме антраксолита, шунгита, графитита и графита различной степени дисперсности;

- органическое вещество газово-жидких включений в гравийно-песчаных обломочных зернах полевых шпатах и кварца;

- углефицированный и гелефицированный растительный детрит, и продукты его разложения;

- воднорастворимое органическое вещество.

В результате воздействия раствора серной кислоты на рудные пески происходит диспергация и частичное разрушение слюдистых и глинистых минералов, растворение карбонатов, коллоидных гидроксидов железа и алюминия. Время и скорость взаимодействия песков с серной кислотой, расход сернокислого раствора, напрямую зависят от содержания в составе песков растворимых и активно взаимодействующих с кислотой минеральных агрегатов.

Влияние восстановителей рудовмещающих пород на ОВП на стадии закисления при сернокислотном выщелачивании урана.

При объяснении процессов, происходящих при выщелачивании урана в опытах на трубках и натуральных условиях нет убедительных комментариев относительно резкого уменьшения ОВП (до отрицательных значений) на стадии закисления. Нередко наблюдается изменение ОВП выходных растворов, что при снижении pH растворов в диапазоне с 6,3 до 5,5 происходит резкое уменьшение Eh раствора. Поскольку для эффективного выщелачивания урана необходимы

определенные значения рН и Eh, то становится очевидным, что уменьшение окислительно-восстановительного потенциала, которое обычно протекает длительное время - во первых, сопровождается увеличением расхода кислоты, а во - вторых не обеспечивает необходимых условий для растворения урана.

Проницаемость руд.

Известно, что фильтрационные свойства пород зависят от вещественного состава алеврит-глинистой фракции рудных песков. При воздействии сернокислотных растворов с веществом пород, происходит уменьшение коэффициента фильтрации. Поэтому изучение минерального состава тонких фракций рудных песков позволяет прогнозировать изменение проницаемости пород при движении выщелачивающих растворов.

Водопроницаемые свойства пород сильно зависят от минерального состава алеврит-глинистой фракции. Известно, что при добавлении к кварцевому песку 10% бентонита (монтмориллонита, смектита) водопроницаемость его уменьшается в 10 000 раз.

Более проницаемые пески свойственны каолинитовому составу глинистого вещества. Менее проницаемые - монтмориллонитовому (смектитовому).

Библиографический список

1. Белецкий В. И., Богатков Л. К., Волков Н. И. и др. Справочник по геотехнологии урана. М. : Энергоатомиздат, 1997. 672 с
2. Грабовников В.А. Геотехнологические исследования при разведке металлов. 2-е изд. М.: Недра, 1995. 120 с.
3. Липилина И.И. Уранил и его соединения. М. Изд-во АН СССР. 1959. 316 с.
4. Абдульманов И.Г., Бровин К.Г., Лаверов Н.П., Лисицин А.К., Нестеров Ю.В., Новосельцев В.В., Солодов И.Н., Фазлуллин М.И., Фарбер В.Я., Шмариович Е.М. Подземное выщелачивание полимерных руд. М. Изд-во Академии горных наук. 1998. 446 с.
5. Марков В.К., Верный Е.А., Виноградов А.В. и др. Уран. Методы его определения / Под редакцией В.К.Маркова. Изд. 2-е, испр. и доп. М.: Атомиздат. 1964. 503 с.
6. Анализ минерального сырья / Под редакцией Ю.Н. Книповича, Ю.В. Морачевского // 3-е изд., стер., испр. Л.: ГХИ. 1956. 1055 с
7. Реми Г. Курс неорганической химии. Том 2. Пер. с нем. М.: Мир, 1966. 838 с.
8. Копченко Е.В. Минералогический анализ шлихов и рудных концентратов. М: Недра, 1979. 247 с.
9. Уваров В.Э. Экспрессный рентгенографический количественный фазовый анализ (ЭРКФА) горных пород и почв // Инструкция НСОММИ № 29. М.: ВИМС, 1991. 18 с.
10. Глинистые минералы: слюды, хлориты / В.А. Дриц, А.Г. Коссовская. М.: Наука, 1991. 176 с.
11. Методическое руководство по петрографо-минералогическому изучению глин / Под ред.М.Ф.Викзуловой. Гостотехиздат, 1957. 448 с.

AN EFFECT OF THE MATERIAL COMPOSITION OF ORES AND
HOST ROCKS TO THE URANIUM MINING AND LEACHING
PROCESS BY THE METHOD OF IN-SITU LEACHING (ISL) AT
RESERVOIR-INFILTRATION-TYPE DEPOSITS.

P.Y. Vorontsov

pashen007@mail.ru

Currently there are no specific geotechnological parameters and criteria by which after opening of an ore body it is possible with a high degree of probability to predict an occurrence of problems with the uranium mining. The study of geotechnological properties of ores affecting on uranium reserves development by the ISL method is achieved by various methods: geophysical, mineralogical and petrographic, laboratory, etc. These works are becoming highly relevant while solving problems related with a low efficiency of uranium mining in difficult areas. Specialists engaged in the analysis of problems during an uranium extraction are required an additional data concerning the mineralogical and petrophysical composition of ore-hosting rocks, the forms of uranium in the rock, the composition of uranium minerals, textural, structural features and lithological and filtration types of uranium distribution, the degree of rocks heterogeneity filtration, and their acid capacity, and etc.

Keywords: Uranium, uranium mining, leaching, in-situ leaching (ISL), reservoir infiltration type deposits, uranium mineralogy, fraction and chemical composition of samples with the uranium minerals.

В.Н. Голдырев, В.А. Наумов, А.Ш. Хусаинова
Пермский государственный национальный
исследовательский университет, г. Пермь

БУРОЖЕЛЕЗНЯКОВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ – КОСВЕННЫЙ ПОИСКОВЫЙ ПРИЗНАК ЗОЛОТОЙ ЭПИТЕРМАЛЬНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

Продемонстрированы результаты поисково-оценочных работ на Кремовой площади (Центральная Чукотка). В ходе полевых работ обнаружены ручей, на дне и берегах которого обильно осаждаются гидроксиды железа, а также выходы сильно ожелезненных пород. Целью исследования является изучение взаимосвязи между наличием гидроксидов железа и золотым эпитеpmальным оруденением. Описано поведения золота в процессе разрушения и растворения коренного источника – эпитеpmальных руд. Рассмотрены бурожелезняковые образования как косвенный поисковый признак золотой эпитеpmальной минерализации.

Ключевые слова: эпитеpmальные месторождения, гидроксиды железа, сульфиды, золото, Охотско-Чукотский вулканический пояс.

DOI: 10.17072/chirvinsky.2022.46

Введение. Геологами давно замечено, что месторождения золота часто связаны с бурожелезняковыми образованиями («железные шляпы», ожелезненные коры выветривания, конкреции, обломки, стяжения лимонита). Так, в XX веке многие золото-колчеданные месторождения на Урале были открыты по выходам бурых железняков [1]. Наиболее известными и значимыми из них являются Блявинское [2], Учалинское [3], Александринское [4] и Гайское [5]. Железные шляпы множества средних и мелких месторождений (Юбилейное, Западно-Озёрное, Семеновское и др.).

Во время поисковых работ на территории Среднего Урала Прозоровский С.Б. [6] как и многие другие геологи отмечал, что бурые железняки тяготеют к промышленным участкам россыпей и небольшим проявлениям золото-сульфидной формации. И особое внимание следует уделять встречающимся в мелких ложках и водотоках зонам обохривания, а также выходящим на поверхность источникам «ржавой воды», отложениям оксидов железа в ручьях и речках. Все эти признаки могут свидетельствовать о близости рудных тел, содержащих сульфиды и разрушающихся в процессе гипергегнеза.

Однако данные наблюдения носили переменный характер, и прежде всего, были направлены на выявление россыпей золота. Поэтому в данный момент бурожелезняковые образования редко рассматриваются как прямой поисковый признак золоторудной минерализации. Цель исследования – изучение взаимосвязи между наличием гидроксидов железа и золотой эпитермальной минерализации.

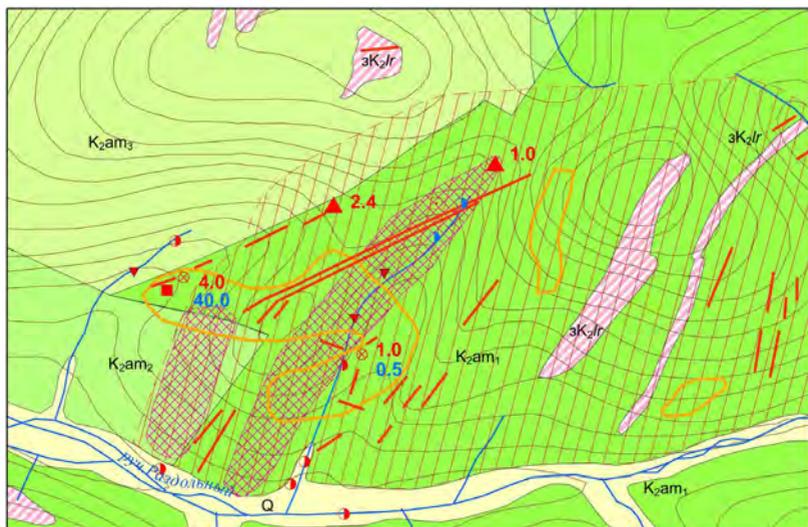
Методика исследования. Полевые работы были проведены Голдыревым В.Н. в 2018 году на Кремовой площади, АО «Георегион» (Чукотский АО). Работы включали в себя поисковые маршруты, проходку канав и траншей, отбор геохимических, бороздовых, сколковых, шлиховых, донных, штучных, копушных проб.

Лабораторные работы (приближенно-количественный спектральный, спектрозолотометрический, пробирный анализы) были выполнены в АО «Северо-Восточное ПГО». Камеральные работы были выполнены авторами в НИ Лаборатории геологии осадочных и техногенных месторождений ЕНИ ПГНИУ. Работы включали поиск, обработку, анализ и интерпретацию известных фактических и обобщающих материалов (геологические карты, научные работы, отчеты производителей, космоснимки), полевых наблюдений.

Объект исследования. *Геологическое строение.* В данном исследовании изучена металлоносная зона «Донная», расположенная на правом берегу руч. Раздольный, левый приток р. Кытемнайваам. Исследованная территория (рис. 1) расположена в пределах субширотного сегмента Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП), представляющего пограничную структуру в области максимального сжатия на северо-восточной окраине Азии, обусловленного расширением Тихоокеанской плиты. ОЧВП наложен на вещественные комплексы Кони-Танюерской складчатой системы Корьякско-Камчатской складчатой области [7, 8].

В строении участка принимают участие кристаллокластические риолитовые игнимбриты нижнеамгеньской подсвиты, туфы и туфогенно-осадочные породы среднеамгеньской подсвиты, разноструктурные дацитовые лавы верхней части амгеньской свиты, локально распространены базальты экиത്യкинской свиты, субвулканические тела позднемиловых массивных дацитов и флюидалных липаритов (рис. 1). Все породы относятся к верхнему мелу.

Приуроченность к краевой части Канчалано-Амгуэмской зоны разломов северо-восточного простирания, в пределах которой находится месторождение Валунистое (к западу от участка Раздольный) определяет общий план разрывной тектоники участка Раздольного [9]. Преобладающим развитием пользуются разрывы и трещинные структуры северо-восточного (30-60 градусов) направления. Зоны трещиноватости этой ориентировки



0 0,1 0,2 0,4 0,6
Километры

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

<table border="0"> <tr> <td style="border: 1px solid black; padding: 2px;">Q</td> <td>Четвертичные нерасчлененные отложения. Галечники, валуны с гесом, граувак, суглинком, суглинком</td> </tr> <tr> <td style="border: 1px solid black; padding: 2px;">K₂es</td> <td>Экзитаканская свита. Дуприроосенные базальты.</td> </tr> <tr> <td style="border: 1px solid black; padding: 2px;">K₂am₃</td> <td>Амгеньская свита. Верхняя подсвита. Дашитовые лавы.</td> </tr> <tr> <td style="border: 1px solid black; padding: 2px;">K₂am₂</td> <td>Амгеньская свита. Средняя подсвита. Туфы дашитов</td> </tr> <tr> <td style="border: 1px solid black; padding: 2px;">K₂am₁</td> <td>Амгеньская свита. Нижняя подсвита. Кристаллоингмбриды лентаритов.</td> </tr> <tr> <td style="border: 1px solid black; padding: 2px;">zK₂/lr</td> <td>Субвулканические тела позднемеловых массивных дашитов, и флюидальных лентаритов</td> </tr> </table>	Q	Четвертичные нерасчлененные отложения. Галечники, валуны с гесом, граувак, суглинком, суглинком	K ₂ es	Экзитаканская свита. Дуприроосенные базальты.	K ₂ am ₃	Амгеньская свита. Верхняя подсвита. Дашитовые лавы.	K ₂ am ₂	Амгеньская свита. Средняя подсвита. Туфы дашитов	K ₂ am ₁	Амгеньская свита. Нижняя подсвита. Кристаллоингмбриды лентаритов.	zK ₂ /lr	Субвулканические тела позднемеловых массивных дашитов, и флюидальных лентаритов	<p>Поисковые признаки оруденения золото-серебряной формации</p> <table border="0"> <tr> <td></td> <td>Жилы кварцевые и карбонат-кварцевые состава</td> </tr> <tr> <td></td> <td>Площади развития окварцованных и аргиллизированных пород</td> </tr> <tr> <td></td> <td>Площади развития интенсивного кварцевого метасоматоза</td> </tr> <tr> <td></td> <td>Копушные пробы с содержанием золота: единичные знаки (а), знаки (б)</td> </tr> <tr> <td></td> <td>Места отбора плитковых проб с содержанием золота: единичные знаки (а), малый вес (б); с аргентитом (arg)</td> </tr> <tr> <td></td> <td>Донные пробы с содержанием золота (г/т) 0,1-33,0</td> </tr> <tr> <td></td> <td>Места отбора скважинных проб с содержанием (в г/т) золота (в числителе) и серебра (в знаменателе)</td> </tr> <tr> <td></td> <td>Места отбора штучных проб с содержанием золота от 1,0 до 10,0 г/т</td> </tr> <tr> <td></td> <td>Контурь геоломических аномалий золота по вторичным ореолам рассеяния</td> </tr> </table>		Жилы кварцевые и карбонат-кварцевые состава		Площади развития окварцованных и аргиллизированных пород		Площади развития интенсивного кварцевого метасоматоза		Копушные пробы с содержанием золота: единичные знаки (а), знаки (б)		Места отбора плитковых проб с содержанием золота: единичные знаки (а), малый вес (б); с аргентитом (arg)		Донные пробы с содержанием золота (г/т) 0,1-33,0		Места отбора скважинных проб с содержанием (в г/т) золота (в числителе) и серебра (в знаменателе)		Места отбора штучных проб с содержанием золота от 1,0 до 10,0 г/т		Контурь геоломических аномалий золота по вторичным ореолам рассеяния
Q	Четвертичные нерасчлененные отложения. Галечники, валуны с гесом, граувак, суглинком, суглинком																														
K ₂ es	Экзитаканская свита. Дуприроосенные базальты.																														
K ₂ am ₃	Амгеньская свита. Верхняя подсвита. Дашитовые лавы.																														
K ₂ am ₂	Амгеньская свита. Средняя подсвита. Туфы дашитов																														
K ₂ am ₁	Амгеньская свита. Нижняя подсвита. Кристаллоингмбриды лентаритов.																														
zK ₂ /lr	Субвулканические тела позднемеловых массивных дашитов, и флюидальных лентаритов																														
	Жилы кварцевые и карбонат-кварцевые состава																														
	Площади развития окварцованных и аргиллизированных пород																														
	Площади развития интенсивного кварцевого метасоматоза																														
	Копушные пробы с содержанием золота: единичные знаки (а), знаки (б)																														
	Места отбора плитковых проб с содержанием золота: единичные знаки (а), малый вес (б); с аргентитом (arg)																														
	Донные пробы с содержанием золота (г/т) 0,1-33,0																														
	Места отбора скважинных проб с содержанием (в г/т) золота (в числителе) и серебра (в знаменателе)																														
	Места отбора штучных проб с содержанием золота от 1,0 до 10,0 г/т																														
	Контурь геоломических аномалий золота по вторичным ореолам рассеяния																														

Рис. 1. Геологическая карта зоны Донная с элементами прогноза (по данным полевых работ 2018 года и [10])

являются основными рудовмещающими структурами участка, вмещают субвулканические тела и дайки различного состава, что указывает на неодноактность их развития.

Прямые поисковые признаки. Установлены [10] на всей площади участка (рис. 1). К ним относятся:

- выявление локальных золото-серебряных вторичных ореолов рассеяния (по результатам литогеохимического опробования), тяготеющих к западному флангу зоны. Максимальное содержание золота и серебра в ореолах достигает 0,1 и 1 г/т;

- наличие штучных проб кристаллокластических игнимбритов с высоким содержанием золота (2,4 г/т) и серебра (97,4 г/т);
- наличие устойчивого ореола шлихового золота в этой части бассейна руч. Раздольного, где содержание изменяется от единичных знаков до 0,5 г/м³, в отдельных пробах отмечаются знаки электрума и аргента;
 - присутствие знакового содержания золота в отдельных копушах;
 - наличие донных проб с высоким содержанием золота (до 33 г/т) и серебра (до 12,5 г/т) в мелких водотоках;
 - наличие сколковых проб с высоким содержанием золота (до 4 г/т) и серебра (40,0 г/т);
 - наличие зон гидротермальных образований; выявленные в пределах участка Раздольный металлоносные зоны гидротермалитов приурочены к единой крупной трещинной структуре северо-восточного простирания (30 градусов); благоприятные условия развития метасоматоза в пределах этих зон связаны, видимо, с наличием здесь более ранних систем трещиноватости северо-западного направления.

Объект-аналог. По комплексу поисковых предпосылок и признаков зона Донная перспективна на выявление рудных объектов золото-серебряной формации [11]. Ожидаемый геолого-промышленный тип месторождений - золото-адуляр-кварцевый. Объектом-аналогом является эксплуатируемое эпитермальное Au-Ag месторождение Валунистое, расположенное в 20 км западнее участка Раздольный.

По классификации Н.В. Петровской, жильные тела и руды месторождения Валунистое относятся к малоглубинной рудной формации убогосульфидных руд с содержанием сульфидов до 3% (как правило до 0,5%). Оруденение локализуется в кварцевых жилах. На оксиды железа приходится около 1%. Среди сульфидной составляющей преобладает пирит, доля которого составляет более 99%. Золото присутствует в руде в основном в самородном виде. Преобладают частицы тонкого и пылевидного золота с максимальным размером 0,2 мм. На поверхности частиц золота установлены прерывистые или сплошные покровные образования гидрооксидов железа [12].

Результаты. *Ржавые ручьи.* В ходе полевых работ в центре зоны Донная был обнаружен «ржавый» ручей, правый приток руч. Раздольный, на дне и берегах (рис. 2) которого отложились бурожелезняковые образования. Они представлены лимонитизированным цементом, стяжениями и агрегатами лимонита, минералами гетита и гидротетита.

По данным картирования (рис. 1) установлено, что ручей пересекает рудную зону. Именно в этом ручье было встречено большинство шлиховых и донных проб, содержащих свободное шлиховое золото.



Рис. 2. Бурожелезняковые образования на дне ручья (Зона Донная)

По нашему мнению, гидроксиды железа являются продуктами разложения сульфидов. Ранее они были отмечены нами на многих объектах сульфидной минерализации. Наиболее сильно они проявлены на участках оттаивания в зоне многолетнемерзлых пород [13, 14]. Криогенные процессы способствуют разложению сульфидов, которые переходят в сульфатные фазы в виде кристаллогидратов металлов. Данный процесс подтвержден нами экспериментально [15]. Кристаллогидраты и другие продукты разложения сульфидов неустойчивы в экзогенных условиях. При попадании в воду они окрашивают ее в бурый цвет и окисляются до гидроксидов. Одной из устойчивых фаз разложения сульфидов железа являются именно гидроксиды железа в виде минералов гетита и гидрогетита и производные самородной серы.

В конце весны – начале лета на данной территории наступает паводковый период. В это время поверхностные воды питают подземные, четвертичные отложения, которые становятся средой, где происходит дополнительная аэрация недр, в результате которой создаются условия, благоприятные для гидрогенного образования железистых и марганцевых оксидных и гидроксидных минералов.

При окислении и взаимодействии с атмосферными водами, на поверхности зерен сульфидов образуются пленки-корочки гидроксидов

железа, в водной фазе концентрируются сульфат-ионы, который способствует образованию сернокислых растворов. При сернокислом процессе золото активно растворяется и перераспределяется, мигрируя из одних горизонтов в другие [16, 17]. Увеличение содержания золота в отложениях ручья связано с процессами физико-химического преобразования вещественного состава рудных зон (высвобождения зерен из сульфидов, сростков и др.) и золота (растворение, отложение, замещение, переход в коллоидное состояние и др.) [18]. Нами экспериментально доказано [19], что на различных геохимических барьерах из рудоносных растворов осаждаются наночастицы золота. Эти частицы способны «слипаться», образуя крупные агрегаты.

Аргиллизитовые шляпы. На соседнем участке «Кремевый» были обнаружены участки сильно ожелезненных, местами глинистых, пород (рис. 3) или «аргиллизитовые шляпы».

В дальнейшем, результаты полевых работ установили, что в местах развития ожелезненных пород находятся геохимические аномалии золота-серебра, значительное количество штуфных проб с высокими содержаниями благородных металлов, а также выходы гидротермальных образований.

На расположенной западнее, Канчалано-Амгуэмской лицензионной площади, Гуревич Д.В. [20] рассматривал аналогичные участки как один из



Рис. 3. Выходы сильно ожелезненных пород (Кремевая площадь)

признаков золотого оруденения. Подтверждают этот факт, эксплуатируемые на этой площади месторождения Валунистое и Горное, на которых развиты данные участки. Разрез этих пород типичен для кор выветривания по сульфидизированным вулканитам. Слой зоны окисления имеет мощность не более первых десятков сантиметров, ниже располагаются глинисто-щербенистые белые каолинизированные породы с частично окисленным пиритом. Количество глины вниз по разрезу убывает, породы переходят в плотные аргиллизированные вулканиты. Все эти особенности свидетельствуют о том, что описанные образования являются остаточными латеритными корами выветривания, сформированными по ранее аргиллизированным вулканитам в период частичной денудации территории.

Обсуждение результатов и заключение. Проведенные исследования позволяют предположить, что бурожелезняковые образования образуются в результате преобразования первичных сульфидов, которые, как правило, содержат золото в своей структуре. Гидроксиды железа являются хорошими сорбентами золота [21], поэтому они служат кристаллическими центрами, или «затравками», на которых осаждается золото из растворов и/или коллоидов. Это приводит к росту и укрупнению золота.

В водотоках образуются конгломераты, цементом которых служат именно гидроксиды железа. И большинство частиц золота, поступивших в ручей, оказываются заключенными в железистые новообразованные конгломераты. Этот процесс также приводит к существенному изменению гидравлической крупности частиц. Возможно по этим причинам, несмотря на нероссыпеобразующую золото-серебряную формацию, происходило концентрирование золота в ручье, и опробование отложений ручья показало высокие содержания.

Применительно к зоне Донная, долина ручья прямолинейна, ориентирована северо-восточно и явно заложена по ослабленным зонам разломов. В аллювии установлены высокие содержания золота и серебра по данным шлихового и донного опробования. Вполне вероятно присутствие рудных зон, находящихся под аллювиальными наносами. Верхняя часть долины ручья выполнена рыхлыми отложениями ледникового генезиса, перекрывающими, видимо, коренные источники металла.

Аргиллизитовые шляпы, как правило, свидетельствуют о наличии мощной гидротермальной системы. Однако в различных случаях она может быть как рудной, так и безрудной. На формирование данных шляп оказывают влияние экзогенные и эндогенные факторы, поэтому вопрос различия каолинитов кор выветривания от гидротермальных разностей является дискуссионным и не имеет единого подхода. В любом случае, наличие аргиллизитовых шляп является признаком верхнего, слабо эродированного

уровня порфирово-эпитермальной системы, а на умеренной глубине весьма возможно выявление золоторудного месторождения [22, 23].

Исходя из всего вышеизложенного, можно сделать вывод, что бурожелезняковые образования имеют различную природу, в том числе и в пределах ОЧВП. В некоторых случаях они имеют пространственную и генетическую связь с золотым эпитермальным оруденением, поэтому их необходимо рассматривать в качестве косвенного поискового признака наличия золотой эпитермальной минерализации.

Библиографический список.

1. *Сергеев Н.Б., Бугельский Ю.Ю., Кузнецова О.Ю.* Распределение золота в зоне окисления колчеданных месторождений Урала: влияние состава первичных руд и климата. Геология рудных месторождений, 38(4), 1996. С. 321–333.
2. *Шадулун Т.Н.* Минералогия зоны окисления колчеданного месторождения Блява на Южном Урале. Труды ИГН АН СССР, сер. рудн. м-й. М., 96(11), 1948. 58 с.
3. *Серавкин И.Б., Пирожок П.И., Скуратов В.Н. и др.* Минеральные ресурсы Учалинского горнообогатительного комбината. Уфа, Баш. кн. изд., 1994. 328 с.
4. *Новоселов К.А.* Зоны окисления над слепыми колчеданными залежами Александринского и Западно-Озерного месторождений (Южный Урал). Автореф. дисс... канд. геол.-мин. наук. С-Пб, 2000. 18 с.
5. *Зайков В.В., Сергеев Н.Б.* Зона гипергенеза серноколчеданной залежи Гайского месторождения (Южный Урал). Геология рудных месторождений, (4), 1993. С. 20–32.
6. *Прозоровский С.Б., Брянский Я.Ш., Подсухин Н.А.* Отчет о результатах поисков месторождений рудного золота в пределах Кварцевогорской рудной зоны и Больше-Именновской перспективной площади, проведенных в 1973-1978гг. Пермь, 1978.
7. *Бельий В.Ф.* Геология Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1994. 76 с.
8. *Полин В.Ф.* Петрология контрастной серии Амгуэм-Канчаланского вулканического поля Чукотки. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. 228 с.
9. *Читалин А.Ф., Агапитов Д.Д., Штенгелов А.Р., Усенко В.В., Фомичев Е.В., Гришин Е.М., Воскресенский К.И.* Сдвиговая тектоника и золотоносность Колымско-Чукотского региона // Конференция Майнекс Дальний Восток, 2016. (г. Магадан. 14—15 июля 2016). https://minexforum.com/wp-content/uploads/2016/07/4.CHitalin-i-dr_Sdvigovaya-tektonika-i-zolotonosnost-Kolymsko-SNukotskogoregiona_2016.pdf.
10. *Казинский В.А.* Отчет о поисках в пределах восточного фланга Канчаланской рудной зоны за 1992-1995 годы. (Тнэквеемский отряд). Научно-производственное предприятие «Геопоиск». п.Эгвекино, 1996.
11. Принципы, методы и порядок оценки прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых. Рекомендации межинститутской рабочей группы Роснедра / Под редакцией А.И.Кривцова; составители: Беневольский Б.И. (руководитель), Аксенов Е.М., Блинова Е.В., Ваганов В.И., Вартанян С.С., Голенев В.Б., Конкина О.М., Курторгин В.И., Логвинов М.И., Машковцев Г.А., Мигачев И.Ф., Микерова В.Н, Руднев В.В., Ручкин Г.В. – М.: ЦНИГРИ, 2010. – 95 с.
12. *Козлова М.А., Травкин Е.В., Климова И.А.* Оперативный пересчет запасов зоны Главная месторождения Валунистое по состоянию на 01.01.2018 г. ООО «ГеоСолошинс», г. Москва, 2018. 113 с.
13. *Голдырев В.Н. и др.* Минералы-индикаторы золотоносности россыпей в бассейне р. Берелех (Магаданская область) // Известия УГГУ. 2021. Вып. 3 (63). С.

44–52. DOI 10.21440/2307-2091-2021-3-44-52.

14. *Калинин, Ю.А., Росляков Н.А., Наумов В.А.* Эпигенез самородного золота в активном слое мерзлоты // Россыпи и месторождения кор выветривания: изучение, освоение, экология: материалы XV Международного совещания по геологии россыпей и месторождений кор выветривания. Пермь, 2015, с. 89-90.
15. *Наумов В.А., Хусаинова А.Ш.* Влияние сезонного промораживания и прогревания сульфидов на частицы золота в техногенно-минеральных образованиях // Цветные металлы и минералы. Сборник докладов Девятого международного конгресса. Красноярск, 2017. С. 942-951.
16. *Наумов В.А.* Минерогения, техногенез и перспективы комплексного освоения золотоносного аллювия. Автореф. дис. ... док-ра геол.-мин. н., Пермь: ПГУ, 2010, 42 с.
17. *Хусаинова А.Ш.* Поведение золота в техногенно-минеральных образованиях месторождений золото-сульфидного типа. Автореф. дис.. канд. геол.-мин. н., Новосибирск: ИГМ СО РАН, 2020, 19 с.
18. *Генералов М.Е., Наумов В.А.* Преобразование золота в техногенных россыпях и отвалах Урала // Уральский геологический журнал. 1998. № 4. С. 19–56.
19. *Osovetsky B. M., Naumova O. B., Naumov V. A.* Natural processes of nanogold concentrations // 16th International Multidisciplinary Scientific GeoConference. SGEM 2016. Vienna, 2016. Book 6, Vol. 3. P. 105-112.
20. *Гуревич Д.В., Новоселов К.А. и др.* Оперативный отчет о деятельности полевой группы «SRK Exploration» на Канчалано-Амгуэмской лицензионной площади, М., «SRK Exploration», 2007. 29 с.
21. *Зубова Т.П.* Особенности гидроксидов железа кор выветривания как поисковый признак золоторудных проявлений // В книге: Научно-методические основы прогноза, поисков, оценки месторождений алмазов, благородных и цветных металлов. Сборник тезисов докладов IX Международной научно-практической конференции. 2019. С. 99.
22. *Cook D.R., Hollings P., Walshe J.L.* Giant Porphyry Deposits: Characteristics, Distribution, and Tectonic Controls // *Econ. Geol.* 2005. V. 100. P. 801–818.
23. *Sillitoe R.H.* Porphyry Copper Systems // *Econ. Geol.* 2010. V. 105. P. 3–41.

IRON HYDROXIDES IS INDIRECT INDICATOR FOR THE DETECTION OF GOLDEN EPIDERMAL MINERALIZATION

V.N. Goldyrev, V.A. Naumov, A.S. Khusainova

vg121297@yandex.ru

The results of search and evaluation work on the Kremovaya license area (Central Chukotka) are demonstrated. In the course of field work, a stream was discovered, on the bottom and banks of which iron hydroxides are abundantly deposited, as well as outcrops of highly hardened rocks. The aim of the study is to study the relationship between the presence of iron hydroxides and gold epithermal mineralization. The behavior of gold in the process of destruction and dissolution of the root source – epithermal ores is described. Brownstone formations are considered as an indirect indicator for the detection of golden epidermal mineralization.

Keywords: iron hydroxides, sulfides, gold, epithermal deposits, Okhotsk-Chukchi volcanic belt.

УДК 553.411:550.824

Г.П. Дворник¹, Е.В. Имамутдинов²

¹Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург

²Уральский государственный горный университет, г. Екатеринбург

**РАСПРЕДЕЛЕНИЕ СОДЕРЖАНИЙ ЗОЛОТА И
СЕРЕБРА В РУДАХ АНДРЕЕВСКОЙ И ИЛЬИНСКОЙ
МИНЕРАЛИЗОВАННЫХ ДАЕК ГРАНИТОИДОВ
БЕРЕЗОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ**

Золотое оруденение Березовского месторождения представлено сульфидно-кварцевыми рудами в полосовых жилах и вкрапленными рудами в обрамляющих их зонах березитов в минерализованных дайках гранитоидов. Охарактеризованы качество основных типов руд в Андреевской и Ильинской дайках месторождения, ярусная вертикальная зональность в распространении золотого оруденения в дайках в интервале глубин 112-712 метров, исследованы амплитудная и частотная изменчивость в распределении содержаний золота и серебра в рудах в эксплуатационных блоках и корреляционные связи между ними.

Ключевые слова: дайки гранитоидов, сульфидно-кварцевые жилы, зоны березитов, зональность, золото и серебро, распределение содержаний.

DOI: 10.17072/chirvinsky.2022.55

Первое в России и самое крупное на Урале по величине запасов Березовское золоторудное месторождение представлено серией минерализованных даек гранитоидов каменноугольного возраста среди интрузивных и вулканогенно-осадочных пород ордовика и силура. Гранитоидные дайки Березовского рудного поля объединяются в три меридиональные свиты [3, 7]: западную (дайки Елизаветинская, Первоначальная, Ольгинская и др.), центральную (дайки Перво-Павловская, Андреевская, Ильинская и др.) и восточную (дайки Леонтьевская, Борисовская, Ивановская и др.). Длина даек гранитоидов достигает нескольких километров при мощности 7-20 метров.

Золотое оруденение на месторождении развито в пределах минерализованных даек гранитоидов в «полосовых» сульфидно-кварцевых жилах мощностью от нескольких см до нескольких десятков см, во вкрапленных рудах в окаймляющих их зонах березитов мощностью 0,1-1 м и в «красичных» сульфидно-кварцевых жилах мощностью от нескольких см до 1,5 метров среди лиственитизированных ультраосновных и основных пород (серпентинитов, тальк-карбонатных метасоматитов, габбро, долеритов).

© Г.П. Дворник, Е.В. Имамутдинов, 2022

Рудная минерализация в сульфидно-кварцевых жилах представлена пиритом, блеклыми рудами, халькопиритом, галенитом, айкинитом, золотом, во вкрапленных рудах в березитах – пиритом и золотом. В кварцевых жилах Березовского месторождения выделяют четыре минеральные ассоциации: 1) анкерит-кварцевую; 2) золото-пирит-кварцевую; 3) золото-полиметаллически-кварцевую; 4) карбонатную [9, 13]. В распределении этих минеральных ассоциаций в пределах Березовского рудного поля установлена вертикальная эндогенная зональность [1, 15].

По сложности геологического строения Березовское золоторудное месторождение относится к 3 группе по классификации ГКЗ [14]. Балансовые запасы золота категорий C_1 и C_2 на месторождении были сосредоточены в полосовых сульфидно-кварцевых жилах (54 %), во вкрапленных рудах в березитах (43 %) и в красичных сульфидно-кварцевых жилах (3 %). По величине запасов золота Березовское месторождение относится к крупным объектам, за 250 лет эксплуатации на нем было добыто 340 тонн золота [2].

Объектом наших исследований являются рудные тела, оконтуренные в пределах Андреевской и Ильинской минерализованных даек гранитоидов. Для изучения качества основных типов руд (жильного и вкрапленного) были использованы данные геологической документации и эксплуатационного опробования в разведочных штреках, пройденных на разных горизонтах по простиранию даек в интервале глубин от 112 до 712 метров (табл. 1-2). Отбор проб на пробирный анализ на золото и серебро проводился на месторождении задириковым, точечным и бороздовым способами с учетом мощности руд при определении средних содержаний этих компонентов в эксплуатационных блоках. Оконтуривание подсчетных блоков производилось по бортовому содержанию золота 0,5 г/т при минимальном промышленном содержании – 1,3 г/т.

Оценка вариации качества золотого оруденения в эксплуатационных блоках по падению и простиранию минерализованных даек гранитоидов Березовского месторождения включала выделение по концентрации золота промышленных типов руд: богатых (более 10 г/т), рядовых (3-10 г/т) и бедных (0,5-3 г/т), определение значений золото-серебряного отношения и коэффициентов богатства, как отношения средних содержаний золота в основных типах руд и блоках к минимальному промышленному содержанию [4].

Для исследования амплитудной изменчивости концентраций золота и серебра в эксплуатационных блоках месторождения

использовалась вероятностно-статистическая модель, основной характеристикой которой является коэффициент вариации оценочного параметра. Оценка частотной изменчивости в распределении содержаний золота и серебра в блоках проводилась в результате сглаживания исходных данных опробования разведочных штреков с помощью пятичленного интерполяционного полинома по программе «Аппроксимация» и определения значений радиуса автокорреляции по геостатистической модели при преобладании случайной составляющей изменчивости концентраций полезных компонентов в рудах над ее закономерной составляющей [6, 10].

В пределах Андреевской и Ильинской минерализованных даек гранитоидов наилучшим качеством золотого оруденения, судя по процентному соотношению в блоках богатых, рядовых и бедных руд и значениям коэффициентов богатства, характеризуются полосовые сульфидно-кварцевые жилы (табл. 1). А для вкрапленного типа золотого оруденения в березитах свойственно резкое преобладание в процентном отношении бедных руд, более низкие значения коэффициентов богатства.

Характерным признаком многих гидротермальных золоторудных месторождений является вертикальная минералого-геохимическая зональность в размещении золотого оруденения [11-13]. Ее выявление имеет как научный интерес, так и практическое значение для прогнозирования и поисков золотого оруденения. В распределении параметров золотого оруденения (концентраций золота и серебра, продуктивности руд, мощности рудных тел) и околорудных метасоматитов на 15 золоторудных месторождениях основных геолого-промышленных типов выделены три типа вертикальной рудно-метасоматической зональности: контрастный и неконтрастный градиентный и ярусный [8]. В результате проведенных нами ранее исследований в распределении золотого оруденения в минерализованных дайках гранитоидов Березовского месторождения (Елизаветинской, Перво-Павловской, Второ-Павловской, Соймановской и Соединенной), наиболее продуктивных по количеству разведанных запасов золота (68,8 %), была установлена ярусная вертикальная зональность [5]. По падению этих рудоносных даек в интервале глубин 112-712 метров по значениям рассчитанной для отдельных горизонтов месторождения линейной продуктивности выделяются от 2 до 3 уровней наибольшего площадного распространения промышленного золотого оруденения: в Перво-Павловской дайке на 262, 412 и 512 горизонтах, во Второ-Павловской дайке на 212 и 512 горизонтах, в Елизаветинской дайке на 162 и 262 горизонтах, в Соймановской и

Соединенной дайках на 212 и 512 горизонтах. А по простиранию рассмотренных даек гранитоидов в меридиональном направлении наилучшее качество золотого оруденения в них, исходя из процентного соотношения промышленных типов руд, средних значений коэффициентов богатства и золото-серебряного отношения, установлено в северной части месторождения.

Таблица 1
Качественная характеристика жильного и вкрапленного типов руд в дайках гранитоидов Березовского месторождения

Рудные тела	Горизонты, м	Блоки	Природные типы руд	Кол-во проб	Промышленные типы руд, %			Коэф-фициент богат-ства	Золото-се-ребряное отношение		
					бога-тые	рядо-вые	бедные				
Андреевская дайка	412	108	Жильный	54	35	30	35	17,50	-		
			Вкрапленный	24	-	-	100	0,96	-		
			Среднее	78	24	21	55	1,38	0,58		
		110	Жильный	26	39	46	15	15,90	-		
			Вкрапленный	38	-	-	100	0,33	-		
			Среднее	64	16	19	65	1,01	0,49		
		111	Жильный	73	21	23	56	8,35	-		
			Вкрапленный	26	-	-	100	0,33	-		
			Среднее	99	15	17	68	0,89	0,59		
		113	Жильный	23	40	30	30	12,32	-		
			Вкрапленный	19	-	-	100	0,56	-		
			Среднее	42	21	17	62	1,10	0,71		
		114	Жильный	27	48	11	41	16,51	-		
			Вкрапленный	24	-	-	100	0,41	-		
			Среднее	51	25	6	69	1,25	0,44		
		Ильинская дайка	314	102	Жильный	30	73	20	7	16,75	-
					Вкрапленный	19	-	16	84	1,75	-
					Среднее	49	45	17	38	2,92	0,53
103	Жильный			38	68	24	8	16,12	-		
	Вкрапленный			28	4	4	92	2,70	-		
	Среднее			66	41	15	44	2,92	0,53		
104	Жильный			45	60	33	7	20,74	-		
	Вкрапленный			35	-	3	97	0,96	-		
	Среднее			80	34	20	46	3,07	0,56		
105	Жильный			39	72	21	7	14,37	-		
	Вкрапленный			34	-	-	100	0,88	-		
	Среднее			73	38	11	51	1,95	0,56		
106	Жильный			29	31	14	55	11,84	-		
	Вкрапленный			30	-	3	97	0,46	-		
	Среднее			59	15	8	77	1,16	0,50		

Двухъярусная вертикальная зональность выявлена нами и в распределении золотого оруденения на 412 и 512 горизонтах в Андреевской дайке и на 314 и 512 горизонтах в Ильинской дайке (табл. 2), а отношение между максимальной и минимальной линейными продуктивностями руд на горизонтах в них составляет от 15,6 до 7,4. Среднее значение золото-серебряного отношения в рудах с увеличением глубины их залегания уменьшается. Распределение концентраций золота и серебра Березовского месторождения в пределах Андреевской и Ильинской минерализованных даек гранитоидов по амплитудной изменчивости, выраженной в значениях коэффициентов вариации изменяется от весьма неравномерного до крайне неравномерного (табл. 3, 4). Это обусловлено сложным характером проявления золотого оруденения в дайках гранитоидов, постоянным чередованием в разведочных штреках более богатых сульфидно-кварцевых руд в полосовых жилах и более бедных вкрапленных руд в березитах. В распределении содержаний золота и серебра в рудах в большинстве эксплуатационных блоков преобладает случайная составляющая изменчивости концентраций этих компонентов над ее закономерной составляющей. В результате проведенных исследований установлено, что наиболее высокой частотной изменчивостью в распределении содержаний золота и серебра в разведочных штреках в пределах Андреевской и Ильинской даек, выраженной средними значениями их радиусов автокорреляции, выделяются горизонты с наибольшей концентрацией золотоносных сульфидно-кварцевых жил в эксплуатационных блоках и максимальной линейной продуктивностью руд (табл. 2-4).

Таблица 2

Качественная характеристика руд в дайках гранитоидов на разных горизонтах Березовского месторождения

Рудные тела	Горизонты	Количество проб	Промышленные типы руд, %			Кoeffициент богатства	Линейная продуктивность, г/т	Золото-серебряное отношение
			богатые	редкие	бедные			
Андреевская дайка	142	219	42	22	36	1,28	0,49	0,62
	175	172	37	20	43	1,12	0,24	0,37
	412	426	22	16	62	1,07	1,34	0,55
	462	593	22	19	59	1,29	0,78	0,58
	512	1019	16	16	68	1,02	1,56	0,48
	712	38	3	11	86	1,36	0,10	0,17
Ильинская дайка	112	107	24	18	58	0,93	0,24	0,54
	314	327	34	15	51	2,40	1,25	0,54
	412	134	26	31	43	1,12	0,28	0,27
	512	519	22	15	63	1,17	1,07	0,33
	712	110	4	11	85	1,24	0,17	0,17

Таблица 3

*Изменчивость распределения содержаний золота в рудах
на разных горизонтах Березовского месторождения*

Рудные тела	Горизонты, м	Блоки	Длина профиля (L, м)	Кол-во проб	Коэффициент вариации (V, %)	Изменчивость		Радиус автокор- реляции (Ra, м)	
						Законо- мер-ная	Случай- ная		
Андреевская дайка	175	106	96	74	206	0,34	0,49	2,1	
		107	76	62	196	0,23	0,56	1	
		Среднее		136	196-206			1,6	
	412	108	139	81	324	0,25	0,56	0,9	
		110	143	64	246	0,23	0,57	0,7	
		111	140	99	214	0,21	0,6	0,5	
		113	117	42	173	0,26	0,62	0,4	
		114	75	51	228	0,36	0,41	1	
		Среднее		337	173-324			0,7	
	462	111	137	181	225	0,33	0,48	0,4	
		112	108	131	285	0,38	0,39	1,7	
		113	119	155	199	0,29	0,55	0,4	
		114	78	79	170	0,24	0,62	1,8	
		Среднее		546	170-285			1,1	
	512	108	157	108	388	0,25	0,55	1,3	
		109	113	84	185	0,28	0,55	0,6	
		110	141	170	211	0,26	0,58	1,6	
		111	144	83	195	0,21	0,63	1,8	
		112	112	83	209	0,25	0,57	1	
		113	122	64	150	0,24	0,59	0,7	
		114	75	101	185	0,35	0,33	-	
		115	93	99	216	0,3	0,54	0,4	
		116	46	74	235	0,2	0,58	1	
		117	100	153	210	0,29	0,54	0,6	
		Среднее		588	150-388			0,9	
	112	96	69	30	148	0,5	0,37	-	
		97	99	77	206	0,38	0,52	1	
		Среднее		107	148-206			1	
	314	103	71	66	141	0,3	0,55	0,6	
		104	74	80	180	0,3	0,48	0,8	
		105	108	72	182	0,2	0,61	2,1	
		106	88	59	191	0,36	0,5	1,2	
		Среднее		277	141-191			1,2	
	Ильинская дайка	412	119	95	73	149	0,23	0,58	1,6
			107	95	94	221	0,36	0,51	1,8
		512	110	143	69	184	0,33	0,49	1,3
			112	125	112	213	0,32	0,51	0,4
			113	123	80	212	0,28	0,57	0,7
			117	82	100	193	0,28	0,57	0,4
			Среднее		455	184-221			0,9

Таблица 4

Изменчивость распределения содержаний серебра в рудах на разных горизонтах Березовского месторождения

Рудные тела	Горизонты, м	Блоки	Длина профиля (L, м)	Кол-во проб	Коэффициент вариации (V, %)	Изменчивость		Радиус автокорреляции (Ra, м)
						Закономерная	Случайная	
Андреевская дайка	412	108	139	56	116	0,28	0,53	1,3
		110	143	63	138	0,24	0,55	1,2
		111	140	85	111	0,28	0,56	0,6
		113	117	41	137	0,41	0,30	-
		114	75	51	136	0,22	0,58	1,0
		Среднее		296	111-138			1,0
	462	111	137	145	130	0,30	0,53	2,5
		112	108	111	143	0,27	0,52	1,4
		113	119	117	252	0,28	0,56	0,6
		Среднее		373	130-252			1,5
	512	108	157	76	226	0,28	0,55	0,7
		109	113	53	155	0,24	0,58	1,3
		110	141	114	269	0,25	0,54	1,3
		111	144	64	370	0,25	0,55	0,5
		112	112	75	272	0,24	0,55	2,5
		113	122	58	193	0,27	0,57	0,4
		114	75	53	382	0,43	0,25	-
		115	93	49	136	0,36	0,48	4,2
		117	100	112	164	0,22	0,59	1,6
	Среднее		654	136-382			1,4	
	Ильинская дайка	314	103	71	98	164	0,36	0,47
104			74	97	220	0,41	0,30	-
105			108	116	351	0,25	0,54	1,8
Среднее				311	164-351			2,3

Анализ корреляционных связей между содержаниями золота и серебра в рудах Андреевской и Ильинской даек (табл. 5.) показал, что характер зависимости между концентрациями этих компонентов в блоках изменяется в широких пределах от слабой до сильной положительной связи. Это обусловлено развитием в дайках гранитоидов двух продуктивных минеральных ассоциаций: ранней пирит-кварцевой и более поздней полиметаллически-кварцевой, различающихся по уровню концентрации в них золота и серебра.

Таблица 5

Корреляционные связи между содержаниями золота и серебра в рудах в дайках гранитоидов Березовского месторождения

Рудные тела	Горизонты, м	Блоки	Количество проб	Коэффициент корреляции
Андреевская дайка	412	114	51	0,70
		113	41	0,28
		111	84	0,33
		110	64	0,76
		108	56	0,56
	462	114	63	0,29
		113	115	0,13
		112	99	0,36
		111	143	0,34
	512	117	110	0,20
		116	34	0,77
		115	48	0,40
		114	52	0,90
		113	57	0,28
		112	74	0,36
		111	65	0,10
		110	109	0,34
		109	52	0,61
		108	70	0,90
		Ильинская дайка	314	103
104	95			0,18
105	110			0,74

Библиографический список

1. Бабенко В.В. Структурные условия и зональность оруденения Березовского месторождения // Изв. АН СССР, сер. геол. 1978. № 10. С. 114-126.
2. Бойцов В.Е., Пилипенко Г.Н., Солодов Н.А. Месторождения благородных, радиоактивных и редких металлов. М.: НИИ-ПРИРОДА, 1999. 220 с.
3. Бородаевский Н.И., Бородаевская М.Б. Березовское рудное поле. М.: Металлургиздат, 1947. 264 с.
4. Дворник Г.П. Горнопромышленная геология: учебное пособие / Г. П. Дворник – Москва; Вологда: Инфра-Инженерия, 2021. 212 с.
5. Дворник Г.П., Шалагинова И.А., Кубакаева И.П. Распределение содержаний золота и серебра в минерализованных дайках гранитоидов Березовского золоторудного месторождения // Вестник Уральского отделения Российской минералогического общества. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2010, № 7. С. 42-52.
6. Капустин Ю.Е. Горные компьютерные технологии и геостатистика. СПб.: Недра, 2002. 424 с.
7. Клейменов Д.А., Альбрехт В.Г., Ерохин Ю.В., Баталин А.С., Баталина А.А. Березовское золоторудное месторождение (история и минералогия): научное издание. Екатеринбург: ФГУИПП «Уральский рабочий», 2005. 200 с.

8. Константинов М.М., Варгунина Н.П., Косовец Т.Н. Минералого-геохимическая зональность золоторудных месторождений // Геология рудных месторождений. 1998. № 1. С. 20-34.
9. Кутюхин П.И. Условия локализации оруденения в жилах Березовского месторождения // 200 лет золотой промышленности Урала. Свердловск, 1948. С. 249-275.
10. Мягков В. Ф. Геохимический метод парагенетического анализа руд. М.: Недра, 1984. 126 с.
11. Поленов Ю.А., Огородников В.Н., Бабенко В.В. Березовское месторождение золота – уникальный объект полихронного и полигенного рудообразования: научная монография / под редакцией В. Н. Огородникова. – Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2015. 150 с.
12. Рундквист Д.В., Неженский И.А. Зональность эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1975. 236 с.
13. Самарцев И.Т., Захваткин В.А., Казимирский В.Ф. О зональности Березовского золоторудного месторождения на Среднем Урале // Геология рудных месторождений. 1973. № 1. С. 110-117.
14. Сборник нормативных методических документов по геолого-экономической оценке месторождений полезных ископаемых. М.: ГКЗ, 1998. 319 с.
15. Чесноков Б.В. Эндогенная зональность Березовского рудного поля на Среднем Урале // ДАН СССР, 1973. Т. 210. № 4. С. 915-917.

DISTRIBUTION GOLD AND SILVER CONTENT IN THE ORES
ANDREEVSKOY AND IL'INSKOY MINERALIZED DIKES
GRANITOIDS BEREZOVSKOGO DEPOSIT

G.P. Dvornik, E.V. Imamutdinov

gpdvornik@yandex.ru

Gold mineralization Berezovskogo deposit presented sulfide-quartz ores in the land veins and disseminated ores in border their zone berezites in mineralized dikes granitoids. In the Andreevskoy and Il'inskoy dikes deposit defined quality basic types of ores and tier vertical zoning in distribution gold mineralization in the dikes in the intervals of depth from 112-712 metres. In operation blocks deposit researched amplitude and frequency changenability in distribution gold and silver content in ores and their correlative connections.

Keywords: dikes granitoids, sulfide-quartz veins, zone berezites, zoning, gold and silver, distribution content.

УДК 514:552.321

Ю.В. Денисова

Институт геологии имени академика Н. П. Юшкина
Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

ЦИРКОНИЙ- ГАФНИЕВЫЙ ИНДИКАТОР ДЛЯ ПОРОД БАДЬЯЮСКОГО МАССИВА (ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

Цирконий- гафниевое отношение является важнейшим индикаторным значением, анализ которого позволяет не только разделить циркон и минерал-содержащую породу на раннюю и позднюю генерацию, но и определить температурный режим образования минерала и гранита. В представленной статье показаны результаты применения Zr-Hf геотермометра для гранитов Бадьяюского массива. Согласно анализу маркерных значений, рассматриваемые породы сформировались при температурах от 763°C до 928°C.

Ключевые слова: циркон, гранит, геотермометр, Бадьяюский массив, Приполярный Урал.

DOI: 10.17072/chirvinsky.2022.64

Химический состав элементов- примесей в цирконе может варьироваться в зависимости от материнских пород, от насыщенности редкими элементами среды минералообразования во время выделения минерала. Одним из постоянных примесных компонентов является гафний. Этот элемент обладает повышенной устойчивостью при изменении давления, температуры, щелочности кристаллообразующей среды. Способность гафния к постепенному накоплению относительно циркония в процессе формирования породы позволяет использовать Zr-Hf отношение для циркона в качестве индикаторного для выявления минералов поздних генераций, для гранитов - для определения фракционирования и рудоперспективности гранитов. Совместное изучение этих цирконий гафниевых отношений дает возможность определить температурный режим для циркона и породы, его содержащего [2, 6, 7].

Целью работы является выяснение температурного режима формирования гранитов Бадьяюского массива на основе анализа Zr-Hf отношений самой породы и акцессорного циркона, содержащегося в граните.

Бадьяюский гранитный массив находится в северо- восточной части Приполярного Урала. Рассмотренное гранитное тело длиной около 10 км и шириной до 1 км пересекает долины рек Малая и Большая

Бадьяю и далее прослеживается до р. Селемью. Массив сложен массивными лейкократовыми (аляскитовыми) гранитами, подвергавшимся процессам катаклаза. Согласно геологическим изысканиям Л. В. Махлаева, этот массив может быть частью единого трещинного плутона, так же, как и расположенные рядом Яротский и Лемвинский массивы [8, 9, 10].

Определение искомым температур проведено с помощью Zr- Hf геотермометра [1]. Согласно исследованиям Л. Я. Арановича и Н. С. Бортникова, между колебаниями содержаний циркония и гафния в цирконе и граните и температурой имеет место взаимосвязь:

$$T(K)=1531/(\ln K+0.883), K=(Zr_{цц}*Hf_{гр})/(Zr_{гр}*Hf_{цц}),$$

где K – коэффициент распределения Zr и Hf между цирконом (ц) и гранитом (гр), T(K) – температура, Кельвин, Zr_{цц}, Hf_{цц} - содержание циркония и гафния в цирконе, мас. %, Zr_{гр}, Hf_{гр} - содержание циркония и гафния в граните, мас. %.

Для изучения пород Бадьяюского массива были отобраны частные пробы в количестве 5 единиц точечным методом. Расчет температур производился по данным микрозондового анализа, выполненным в ЦКП «Геонаука» Института геологии Коми НЦ УрО РАН (аналитик Шевчук С. С.), и данным ICP- MS метода (Институт геологии и геохимии, Екатеринбург, аналитик Ю. Л. Ронкин).

В результате получены следующие сведения: для пробы Б-1 температурный диапазон составляет от 793°C до 908°C и в среднем 851°C, для пробы Б-4 - от 763°C до 881°C и в среднем 826°C, для пробы Б-6 - от 834°C до 928°C и в среднем 890°C, для пробы Б-9 - от 821°C до 908°C и в среднем 868°C, для пробы Б-10 - от 785°C до 899°C и в среднем 825°C.

Гистограммы, составленные на основе выявленных показателей, (рис. 1) позволяют сделать вывод, что бадьяюские граниты являются породами, сформированными преимущественно при температурах от 800 °С до 900 °С.

Таким образом, проведенный анализ цирконий- гафниевых соотношений для циркона и гранита Бадьяюского массива позволяет утверждать, что температурный режим для рассмотренного массива, согласно Zr-Hf геотермометру, характеризуется диапазоном высоких температур: от 763°C до 928°C при средней температуре 851°C. Это позволяет предположить, что становление массива проходило за достаточно короткий временной промежуток, вероятно, в следствии быстрого остывания граниторасплава. Это ранее полученные сведения, определенные с использованием методик Ж. П. Пюпина и Г. Тюрко, Е. Б. Ватсона, Дж. М. Монтеля [3, 4, 5].

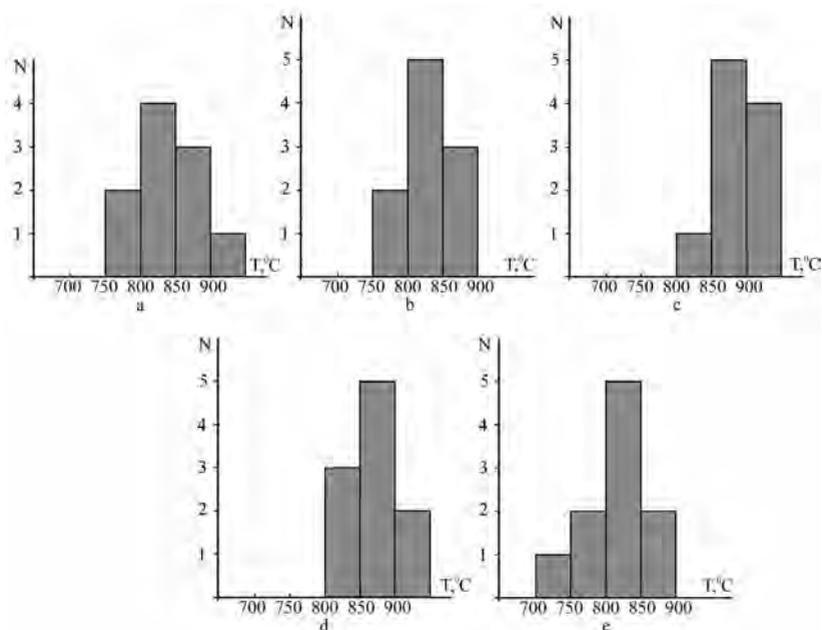


Рис. 1. Температуры формирования гранита и циркона Бадьянского массива. Пробы: а) Б-1, б) Б-4, с) Б-6, д) Б-9, е) Б-10.

Библиографический список

1. Аранович Л.Я., Бортников Н.С. Новый Zr-Hf геотермометр для магматических цирконов // Петрология, т. 26, № 2, 2018. С. 109-115.
2. Багдасаров Э.А. Индикаторное значение цирконий- гафниевого отношения цирконов // Типоморфизм, синтез и использование циркона. Киев: Наукова думка, 1989. С. 59 - 64.
3. Денисова Ю.В. Петрогенетическое значение ZrO_2/HfO_2 отношения в акцессорном цирконе гранитов Приполярного Урала // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, № 2, 2015. С. 23 - 31.
4. Денисова Ю.В. Типоморфические и типохимические особенности акцессорного апатита из гранитов Бадьянского массива (Приполярный Урал) // «Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН», № 17. Апатиты, 2020. С. 168-171. doi: <https://doi.org/10.31241/FNS.2020.17.031>.
5. Денисова Ю.В. Термическая характеристика гранитов Бадьянского массива (Приполярный Урал) по монациту // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН, № 18. Апатиты, 2021. С. 155- 159. 10.31241/FNS.2021.18.028
6. Ляхович В.В. Акцессорные минералы: их генезис, состав, классификация и индикаторные признаки. М.: Наука, 1968. 276 с.
7. Ляхович В.В. «Цирконовый метод»: достоинства и недостатки. Статья II // Вестник Воронежского университета. Серия геология. 2000. Вып. 9. С. 124 - 127.
8. Махлаев Л.В. Гранитоиды севера Центрально- Уральского поднятия (Полярный и Приполярный Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 1996. 189 с.

9. *Фишман М. В., Голдин Б. А.* Гранитоиды центральной части Приполярного Урала. М.- Л.: АН СССР, 1963. 105 с.

10. *Пыстин А. М., Пыстина Ю. И.* Метаморфизм и гранитообразование в протерозойско- ранне палеозойской истории формирования Приполярноуральского сегмента земной коры // Литосфера. 2008. № 11. С. 25 – 38.

ZIRCONIUM-HAFNIUM INDICATOR FOR ROCKS OF THE BADIAYU MASSIF (THE SUBPOLAR URALS)

J.V. Denisova

yulden777@yandex.ru

The zirconium-hafnium ratio is the most important indicator value, the analysis of which allows not only to divide zircon and mineral-containing rock into early and late generation, but also to determine the temperature regime of mineral and granite formation. The presented article shows the results of the application of the Zr-Hf geothermometer for granites of the Badiayu massif. According to the analysis of marker values, the rocks were formed at temperatures from 763 °C to 928 °C.

Keywords. zircon, granite, geothermometer, the Badiayu massif, the Subpolar Urals.

Н.Н. Зинчук

Западно-Якутский научный центр АН РС (Я), г. Мирный

О ДРЕВНИХ АЛМАЗАХ В РОССЫПЯХ

На основании обобщения огромного фактического материала по комплексному изучению алмаза, дана его характеристика в верхнепалеозойских, мезозойских и современных осадочных толщах Сибирской платформы. Это позволило получить новые данные по особенностям состава и распространению алмаза в современных и древних отложениях основных алмазоносных районов Лено-Анабарской, Центрально-Сибирской и Тунгусской субпровинций. Установленная в отдельных алмазоносных районах близость типоморфных особенностей алмазов в осадочных толщах этих возрастов свидетельствует о формировании вторичных коллекторов за счет размыва более древних (в том числе докембрийских) продуктивных толщ или среднепалеозойских коренных источников. Отмечена полигенность минералогических ассоциаций алмазов из разновозрастных россыпей в пределах отдельных алмазоносных районов, что можно успешно использовать при прогнозировании и поисках коренных источников минерала.

Ключевые слова: верхнепалеозойские и мезозойские отложения, Сибирская платформа, алмаз и алмазоносные россыпи.

DOI: 10.17072/chirvinsky.2022.68

Проявления докембрийской алмазоносности установлены для многих алмазоносных регионов мира [1-3, 6-12, 19]. При этом количество известных коренных источников алмазов докембрийского возраста достаточно ограничено [20]. Это связано с рядом причин: перекрытием древних коренных источников более молодыми осадками; возможной большой величиной эрозионного среза, из-за которой на уровне верхней эрозии тел могут обнажаться лишь незначительные по площади корневые части; возможной сильной измененностью первичных пород либо их необычным составом и т.д. Более широко представлены докембрийские россыпи алмазов [3, 15-18]. Во многих случаях (хотя и не всегда) алмазы этих россыпей имеют высокое качество, благодаря чему такие алмазопроявления являются рентабельными даже при невысоком содержании алмазов. Докембрийские алмазоносные формации мира основаны по комплексу “признаков древности” алмазов, включающих: а) своеобразный морфологический спектр алмазов, характеризующийся преобладанием округлых ромбодекаэдров, а также повышенное

по сравнению с фанерозойскими источниками количество кубоидов; б) наличие скрытокристаллических разновидностей алмаза – карбонадо и балласов, присущих только месторождениям докембрийского возраста; в) зеленая окраска поверхностного слоя кристаллов и присутствие зеленых и бурых пятен пигментации, причиной появления которых является радиационное облучение алмазов в природных условиях и нагрев, вследствие которого зеленые пятна пигментации становятся коричневыми; г) наличие алмазов, инкрустированных кварцем или заключенных в оболочку из мелкокристаллического кварца, претерпевших метаморфизм вмещающих пород; д) значительный механический износ, выраженный в появлении выколов, серповидных и кольцевых трещин, ромбической сеточки трещин на поверхности кристаллов; е) повышенная крупность и высокое качество алмазов как результат сортировки при формировании древних прибрежно-морских россыпей; ж) ожелезнение кристаллов по поверхностным микротрещинам, вплоть до образования гематитовых оболочек и примазок окислов марганца, свидетельствующее о пребывании алмазов в условиях корообразования [7-9]. Комплекс «признаков древности» сыграл большую роль в двух отношениях: а) впервые была показана специфика докембрийской алмазоносности; б) появилась возможность выделять среди алмазов фанерозойских (в том числе современных) россыпей алмазы, переотложенные из докембрийских россыпей. К числу важнейших признаков происхождения алмазов из докембрийских источников указано тяготение повышенных концентраций алмазов с «признаками древности» к выступам докембрийского фундамента древних платформ - на Сибирской платформе (СП) это Алданский и Анабарский щиты, Оленекское и Уджинское поднятия в Якутской алмазоносной провинции (ЯАП), а также Енисейский кряж.

Исследованиями показана [8, 19] полезность данных критериев для выделения алмазов, потенциально связанных с докембрийскими источниками, хотя все они относятся к категории косвенных. По отдельности большинство из них свойственно и для алмазов из россыпей, сформированных за счет фанерозойских источников [12-19]. За последнее время существенно расширился феноменологический и концептуальный базис для оценки перспектив докембрийской алмазоносности. По результатам изучения россыпей северо-востока СП обосновано [3-8, 20-26] наличие в них групп алмазов (рис.1, 2), полностью отсутствующих в фанерозойских кимберлитах - V и VII разновидности по классификации Ю.Л. Орлова [21] или содержащихся в кимберлитах в несопоставимо меньших количествах, чем в россыпях (II разновидность, скрытоламинарные округлые ромбододекаэдриды бразильского



Рис. 1. Алмазы из неоген-современной россыпи Верхний Биллях (Эбеляхское поле).

или уральского типа). Эти обстоятельства, а также необычность некоторых их особенностей (изотопически легкий состав углерода алмазов V и VII разновидностей, преобладание алмазов эклогитовых парагенезисов, высокая степень механического износа, недостижимая в фанерозойских условиях россыпеобразования и ряд других) позволили предполагать [3-5, 8] происхождение алмазов из докембрийских источников двух типов: а) тип кимберлитов или лампроитов, из которых могут происходить округлые ромбододекаэдровиды; б) неизвестные типы источников, из которых происходят алмазы V, VII и II разновидностей [9-14]. Алмазы V и VII разновидностей распространены только в россыпях северо-востока СП, что дает основание предполагать эндемичность их источников. Все потенциально докембрийские алмазы могли пройти через протерозойские прибрежно-морские россыпи. Это обстоятельство, а также более поздние физико-химические изменения, обусловили полное уничтожение индикаторных минералов-индикаторов (ИМК) коренных источников алмазов. Достоверно не выделены минералы – парагенетические или парастерические спутники этих алмазов, а кимберлитовые минералы (гранаты, пикроильмениты и хромшпинелиды) происходят из молодых кимберлитов и являются лишь гидравлическими попутчиками потенциально докембрийских алмазов [3, 20].

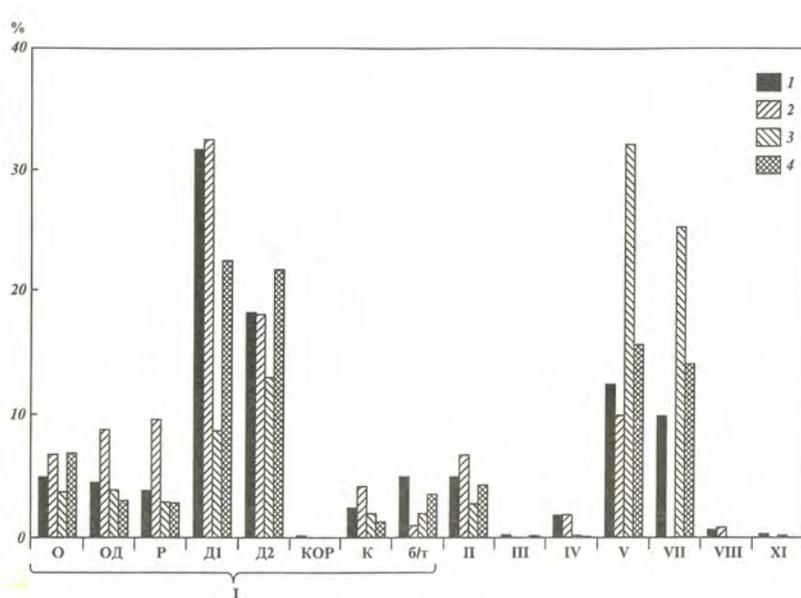


Рис. 2. Типоморфные особенности алмазов из современных россыпей Анабарского алмазного района.

I -V, VII, VIII, XI — разновидности алмазов по Ю.Л. Орлову (O - октаэдры, OD - переходные формы, P - ламинарные ромбододекаэдры, D1 - додекаэдры скрыто-слоистые, D2 - додекаэдры с шагренью, KOP - куборомбододекаэдры, K - кубы, б/г - осколки). 1 - 4 - поля: 1 - Майат-Уджинское, 2 - Куонапское, 3 - Нижнезбеляхское (участок Ырас-Юрэх), 4 - Верхнезбеляхское (участок Исток).

Несмотря на гипотетический характер указанных предпосылок докембрийской алмазности, они весьма эвристичны, поскольку позволяют непротиворечиво соединить данные по алмазности СП, не находящие объяснения в концепции исключительно фанерозойской и только кимберлитовой алмазности и расширить представления о структурно-тектонической позиции россыпей и россыпепроявлений потенциально докембрийских алмазов. реки Муна алмазы этих разновидностей практически не встречаются. Не обнаружены они и на западном – юго-западном обрамлении Анабарского щита, на территории Красноярского края, на юге платформы в Иркутской области. В литературе не описаны подобные алмазы в других алмазных регионах мира. Имеются описания алмазов V разновидности из различных районов и источников [5-7], однако эти алмазы диагностированы в соответствии с описаниями Ю.Л.Орлова исключительно по физиографическим признакам [1-3] и по комплексу их исследований.

Распределение алмазов из предполагаемых типов докембрийских коренных источников СП различается весьма значительно. Алмазы V и VII разновидностей распространены только в россыпях северо-востока платформы, причем их суммарное количество может достигать [1, 8, 20] половины продукции россыпи (например россыпи реки Эбеях). Однако на более южных участках их доля быстро уменьшается и южнее типоморфных особенностей (изотопный состав углерода, структура, физические особенности) отличаются от аналогичной группы алмазов из россыпей северо-востока СП [8-12]. Есть основания полагать, что распространенные на северо-востоке платформы алмазы V и VII разновидностей, которые принадлежат к одному генетическому типу, являются эндемичными [1, 8].

Алмазы II разновидности более распространены, в незначительных количествах их можно обнаружить и в россыпях, и в фанерозойских кимберлитах в разных частях платформы, однако максимальные концентрации этих кристаллов (до 50% от общего количества) также характерны для северо-восточной части платформы, где тяготеют к выступам докембрия. Наиболее широко распространены округлые ромбодекаэдрониды I разновидности по классификации Ю.Л. Орлова [18]. В переменных количествах они встречаются в россыпях по всей территории платформы, тяготея к выступам докембрия [1, 4-6, 8]. При этом практически всегда округлые алмазы имеют повышенный размер (крупнее 1 мм), что связано [15-16] с гидравлической сортировкой при формировании протерозойских прибрежно-морских коллекторов, из которых они переотлагались в более молодые отложения. Если в россыпях преобладают мелкие кристаллы (менее 1 мм), шансы встретить среди них округлые потенциально докембрийские алмазы невелики. Так, в россыпи реки Тычана (Тычанский алмазоносный район, Красноярский край) характеризующейся повышенной крупностью минералов, округлые потенциально докембрийские алмазы составляют 30-40%, тогда как в россыпи Тарыдакская того же района, содержащей мелкие образования, таких кристаллов нет [6-8]. Не встречены такие кристаллы и в россыпи Дькунахская в верховьях реки Аламджа (приток реки Вилюй). Все эти россыпи формировались в прибрежно-морских условиях [1, 6] и имеют хорошую гидравлическую сортировку ИМК, которая и обеспечила накопление потенциально докембрийских алмазов вместе с фанерозойскими кимберлитовыми кристаллами в россыпях с крупными гранулометрическими классами и отсутствие на перспективных участках с мелкими зёрнами минерала. Есть все основания констатировать, что округлые потенциально докембрийские алмазы распространены в качестве

минералогического фона по всей СП. Именно такие алмазы содержатся [7-10] в лампроитовых жилах Ингашинского поля в Восточном Саяне, имеющих протерозойский возраст (1268 ± 12 млн. лет). Округлые алмазы распространены в мире повсеместно, причем во многих случаях они достоверно связаны [1, 8, 15-20] с докембрийскими коренными источниками и россыпями (трубка Маджгаван и протерозойские россыпи в Индии; дайковый кимберлитовый комплекс с возрастом 1200-1400 млн. лет и россыпепроявления в докембрийских формациях Тортья, Лекор, Бирим в Западной Африке; алмазоносные филлиты и докембрийские россыпи в Бразилии).

Различия в распределении алмазов указанных групп на СП подчеркиваются коэффициентами корреляции, характеризующими их связь в россыпях между собой. Коэффициент корреляции распределения V и VII разновидностей составляет +0,67, что дополнительно свидетельствует [8-11] об их генетическом родстве и происхождении из общего источника (источников). Коэффициент корреляции между V+VII и II разновидностями составляет +0,05, т.е. эти группы полностью независимы и происходят из разных источников. Коэффициент корреляции между V+VII разновидностями и округлыми алмазами составляет -0,55. Высокая отрицательная корреляция отражает локальность распределения V+VII групп на фоне повсеместного по СП нахождения округлых алмазов: по мере снижения доли первых растет доля округлых алмазов, что свидетельствует о независимости источников последних. Из этого следует, что все три указанные группы алмазов имеют свои типы коренных источников (наиболее вероятно докембрийского возраста) и различаются по характеру распределения.

Тяготение максимумов распределения алмазов V, VII и II разновидностей к выступам докембрия на северо-востоке СП достаточно очевидно. Вместе с ними здесь присутствуют округлые ромбододекаэдровиды, распространенные и в Красноярском крае (Тычанский район), где их появление можно связать с размывом протерозойских отложений на Енисейском кряже. Алмазы Иркутской области, представленные в основном ромбододекаэдроидами [7-11], связаны с размывом выступов докембрия в Восточном Саяне, где располагаются [17-18] также пока единственные известные на платформе докембрийские алмазоносные лампроиты Ингашинского поля. Менее известны алмазы в отложениях Алданского щита, где в начале 50-х годов прошлого столетия были найдены [1-3] два алмаза в устье ручья Трудовой (приток реки Джеконда) при обогащении 14000 м^3 образований золотой россыпи и целика аллювия. Один из них представляет [5-7] собой октаэдровид чистой воды

с зеленоватым оттенком, размер 3,7×3,0×2,75 мм, вес 47,0 мг, второй – ромбододекаэдроид высокого качества размером 3,0×2,6×1,8 мм, вес 21,0 мг. Оба алмаза имеют признаки механического износа в форме “леденцовых скульптур” (механогенная полировка ребер и вершин) и по комплексу “признаков древности” соответствуют докембрийским алмазам. В устье ручья Трудовой дренируются прибрежно-морские отложения юдомской свиты (венд), которые возможно и служат коллектором алмазов, в котором отсутствуют ИМК. Второй из упомянутых алмазов в настоящее время находится в геологоразведочной коллекции АК АЛРОСА под названием “Джеконда”. Кроме того, в 1927 году были обнаружены [17, 20] три алмаза в верховьях реки Джеконда. Последующими проверками этих находок был получен отрицательный результат, что связано видимо с недостаточным объемом опробования (70 м³). Тем не менее, имеются реальные свидетельства потенциальной алмазоносности Алданского щита. При этом ИМК на территории щита не обнаружены, а изучение многочисленных трубочных и дайковых тел основного и ультраосновного состава мезозойского возраста на данной территории не выявило их алмазоносность. Предполагается [1, 8, 20], что находки алмазов на территории Алданского щита связаны с докембрийскими коренными источниками (типа кимберлитов или лампроитов), алмазы которых попадают в современный аллювий через протерозойские (вендские) прибрежно-морские коллекторы.

Более сложно интерпретировать появление повышенной доли округлых ромбододекаэдроидов в тех случаях, когда выступы докембрия не картируются на дневной поверхности. Так, к районам, для которых характерно повышенное количество округлых ромбододекаэдроидов, относится Приленский район [5, 8, 16-18]. В небольших количествах на этой территории встречены (до 10 %) алмазы V, VII и кристаллы II (до 11 %) разновидностей. Доля округлых алмазов здесь повышается до 70% и наиболее характерны они для россыпей Среднего Молодо и Моторчуны ЯАП, где они имеют «признаки древности», заключающиеся, помимо габитуса, в форме повышенного механического износа, зеленой пигментации, матировки, связанной с термическим воздействием, повышенной крупности и высокого качества [8, 17]. Выступов докембрия, с которыми можно было бы связать данные алмазы, здесь не закартировано. Однако имеются сведения [16-17, 20], что к началу накопления образований мезозоя, в течение которого сформировался современный структурный план территории, граница платформы пролегла восточнее современной, а на месте Ленского отрезка Приверхожанского краевого прогиба располагался крупный выступ докембрийского фундамента, долгое

время служивший областью сноса терригенного материала (в том числе алмазов) на запад в сторону платформы и на восток в Верхоянскую геосинклиналь [5, 17]. В настоящее время выступ погружен под мезозойские осадки, однако до формирования прогиба он в значительной мере определял минерагению Приленской области СП.

Повышенная доля округлых алмазов обнаруживается в некоторых россыпях центральной части ЯАП. Так, их доля в аллювии реки Вилюй выше устья реки Малая Ботуобия составляет 20,4%. Алмазы здесь были обнаружены в 50-е годы прошлого века при использовании больших объемов опробования (аналогично Алданскому району). Ниже устья реки Малая Ботуобия концентрация алмазов в аллювии резко возрастает, а их морфологический спектр соответствует (рис.3) кимберлитам Малоботуобинского алмазоносного района (МБАР). Алмазы реки Вилюй выше устья Малой Ботуобии представляют собой фон, который можно обнаружить лишь большими объемами опробования, тогда как ниже устья этой реки характер ассоциации алмазов полностью определяется кимберлитами Мирнинского кимберлитового поля (МКП), имеющими алмазы преимущественно октаэдрического габитуса; фоновые округлые алмазы имеются и здесь, но играют незначительную роль

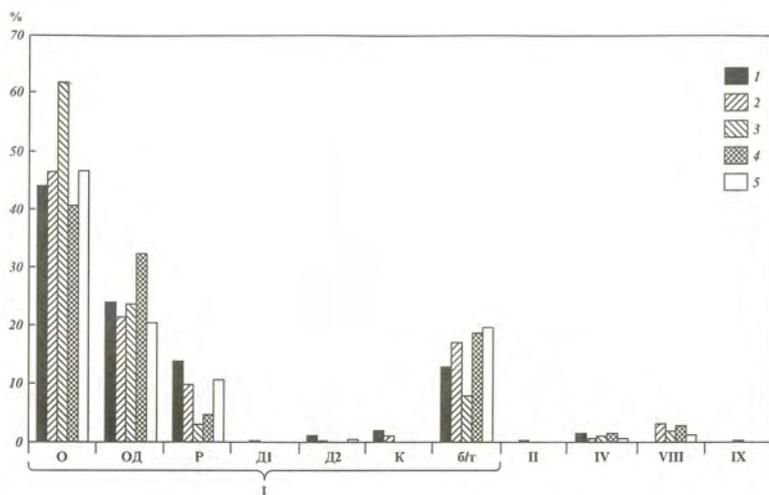


Рис.3. Типоморфные особенности алмазов из россыпей МБАР.

I, II, IV, VIII, IX - разновидности алмазов по Ю.Л. Орлову (О - октаэдры, ОД - переходные формы, Р - ламинарные ромбододекаэдры, Д1 - додекаэдры скрытослоистые, Д2 - додекаэдры с шагренью, К - кубы, б/т - осколки).

1 - 5 - участки: 1 - Улахан-Еленгский, 2 - Глубокий, 3 - Солур, 4 - Куранахский, 5 - Таборный.

сравнительно с алмазами из местных кимберлитов. Промышленные кимберлиты МКП, в значительной мере определяющие россыпную алмазоносность региона, не могли служить источником округлых алмазов. Однако не исключена связь последних с Сунтарским выступом докембрийских пород, в настоящее время перекрытых мезозойскими отложениями незначительной мощности. Поэтому, помимо выступов докембрия, экспонированных в настоящее время на дневной поверхности, необходимо учитывать и выступы, перекрытые мезозойскими или верхнепалеозойскими отложениями, поскольку они могли служить источниками докембрийских алмазов, впоследствии неоднократно переотлажившихся во все более молодые осадки. Практически со всеми выступами фундамента связаны потенциально докембрийские алмазы, что позволяет предполагать распространенность таких кристаллов под палеозойским осадочным чехлом.

Кроме древних платформ, где находки алмазов не вызывают сомнения, минерал встречается в складчатых областях. Чаще всего эти находки принадлежат не специалистам-алмазникам и во многих случаях вызывают сомнения, поскольку минерал остается не изученным должным образом. Удалось детально изучить алмаз, найденный при добыче золота в Аллах-Юньской золотоносной россыпи [1], который извлечен при ручной разборке концентрата фракции >4 мм, полученного при промывке аллювия. Алмаз имеет размеры 5,6x6,9x8,5 мм, вес 0,590 гр. (или 2,95 карата). Кристалл практически бесцветный, без крупных трещин и сколов, форма близкая к изометричной без характерных элементов огранки, т.е. граней октаэдра, кривогранных поверхностей ромбододекаэдра или куба, поэтому минерал является видимо фрагментом более крупного кристалла. Вся его поверхность имеет мелкобугорчатый рельеф, обусловленный взаимодействием с магматическим расплавом (протомагматический рельеф). Более поздним элементом рельефа являются бесчисленные мелкие каналы травления, развитые по всей поверхности кристалла. Эти морфологические особенности характерны для глубинного этапа морфогенеза алмаза. Кристаллы подобной формы не являются необычными и встречаются даже среди именных камней, добытых из кимберлитов. Следующий этап морфогенеза, который можно выделить [8] при изучении алмаза, связан с экзогенными условиями его существования. Основной его формой является механический износ, выраженный в приполировке поверхности, сглаживании контрастных элементов рельефа, округлении и завальцовке устьев каналов травления. Степень износа может быть оценена как средняя. Износ такого типа не образуется на алмазах в аллювиальных условиях, но характерен

для прибрежно-морских условий формирования россыпей, как для докембрийских, так и фанерозойских [8, 17]. Местами на поверхности кристалла наблюдается ромбическая сеточка мелких трещинок по спайности. По поверхности алмаза развиты мелкие зеленые пятна пигментации с размытыми контурами. Из наблюдаемых кристалло-морфологических особенностей наиболее важное значение для установления происхождения этого алмаза в россыпи имеют следующие [1, 20]: а) повышенная степень механического износа; износ такой степени характерен для алмазов из прибрежно-морских россыпей и не мог осуществиться в аллювиальных условиях; это дает основания полагать, что в современную аллювиальную золотоносную россыпь он попал из более древнего коллектора; б) ромбическая сеточка трещин; такие трещинки являются «признаком древности» и встречаются на алмазах из докембрийских или потенциально докембрийских россыпей северо-востока СП, Урала, Китая, Индии, Бразилии и других регионов; возникновение трещинок объясняется хрупкой релаксацией поверхностных напряжений, обусловленных соударениями с твердыми частицами в процессе формирования древней россыпи, под действием более поздних физико-химических факторов; в) пятна пигментации, входящие в комплекс «признаков древности» и наиболее характерны для алмазов из докембрийских россыпей. Каждый из указанных морфологических признаков сам по себе может встречаться на алмазах из россыпей разного возраста. Однако в комплексе они с высокой степенью вероятности свидетельствуют о докембрийском возрасте россыпей. Поэтому можно предполагать [1, 8] происхождение данного алмаза из докембрийской алмазодобывающей прибрежно-морской россыпи. ИМК совместно с этим алмазом не найдены, однако в россыпи присутствуют мелкие зерна и галечки сапфира размером до 1,5 см, имеющие высокую степень окатанности и по этому признаку являющиеся, возможно, гидравлическими спутниками описанного алмаза с докембрийского времени [15-17]. Анализ геологического строения района находки показывает, что алмаз мог попасть в современную россыпь из прибрежно-морских отложений юдомской свиты венда, выходы которой имеются в данном районе. Хотя возможно, что алмаз был переотложен неоднократно и в современные отложения попал из более молодого коллектора. Обнаружение данного алмаза является первой достоверной находкой, сделанной на территории Южного Верхоянья, хотя на сегодняшний день в этой россыпи найдено [1, 16] еще несколько алмазов ромбододекаэдрического габитуса с «признаками древности».

Имеются сведения [1, 17] о находке в верховьях реки Мома

(правый приток реки Индигирка) “алмазной породы”. Данный район представляет собой мезозойское складчатое обрамление Колымского платформенного блока. Наиболее вероятно такая порода представляет собой осадочный алмазоносный коллектор, который может иметь как докембрийский (протерозойский) возраст, так и более молодой, если алмазы были переотложены из древнего осадочного коллектора. Подобная ситуация известна [1, 17] в Китае в провинции Хунань, где алмазы найдены в середине XIX века в русловых отложениях реки Юаньцзян, а в настоящее время здесь эксплуатируется россыпное месторождение Чандэ. Изучены [1] 112 алмазов из аллювиальных отложений бассейна этой реки. Китайские геологи делят алмазоносные участки на «ореолы» (где алмазы встречаются в сопровождении ИМК – пиропов и хромитов) и «россыпи» (где алмазы не сопровождаются кимберлитовыми или лампроитовыми минералами, а их основным гидравлическим спутником является диаспор, происходящий из пермской латеритной коры выветривания - KB). И в ореолах, и в россыпях уверенно выделяются алмазы с «признаками древности», выраженными в габитусе (округлые додекаэдрониды и октаэдрониды), механическом износе, разнообразных следах удара в форме ромбической сеточки трещин, кольцевых и серпообразных трещинок поперек псевдорубер додекаэдронидов и октаэдронидов, многие кристаллы имеют радиационную окраску (сплошную зеленоватую либо пятнистую пигментацию). В «ореолах» к ним добавляются (преимущественно в мелких гранулометрических классах) кристаллы октаэдрического габитуса, не обладающие характерными «признаками древности» и связанные, возможно, с фанерозойскими источниками (здесь известны 25 жильных и трубчатых тел лампроитов среднего мезозойского возраста, однако алмазоносных тел пока не найдено). Россыпные алмазы китайские крестьяне добывают на своих рисовых полях в долинах рек, выкапывая глубокие ямы. Происхождение россыпи Чандэ связано [1, 17] с размывом докембрийского осадочного коллектора, выведенного на поверхность в мезозойских складчатых сооружениях на территории провинции и вторичного обогащения в современных русловых отложениях.

Россыпи алмазов обнаружены [1, 17-21] в последние годы в Мьянме (Бирма) в пределах мезозойской Бирмано-Малайской складчатой системы. Среди алмазов резко преобладают округлые ромбододекаэдрониды, средний вес кристаллов около 0,3 карата, но есть и крупные; более чем 50% кристаллов имеют на поверхности зеленые и бурые пятна пигментации, характерен механический износ. В районе находок алмазов обнажается широкий возрастной спектр пород, начиная с архейских.

Сделано предположение [1, 17] о магматическом первоисточнике алмазов (скорее лампроитовом, чем кимберлитовом), но отмечается, что кристаллы попали в современные отложения через промежуточный коллектор. Возраст промежуточного коллектора не уточняется, отмечается лишь длительная аллювиальная история алмазов. Однако по описаниям алмазов и фотографиям видно [17], что они в максимальной степени соответствуют «признакам древности» и в соответствии с развиваемой нами [1-5] концепцией происходят из докембрийской прибрежно-морской россыпи, возраст коренных источников которой также докембрийский. Поддерживая имеющуюся точку зрения о лампроитовом характере этих источников, можно сослаться как на миоценовые лампроиты поля Эллендейл в Австралии, так и а на кимберлит-лампроитовую трубку Маджгаван в Индии, алмазы которой очень похожи на аналогичные кристаллы Мьянмы. Важно также отметить, что алмазы Мьянмы сопровождаются в россыпях рубинами и сапфирами. Алмазы, представляющие собой крупные ромбододекаэдровиды, добываются как попутный продукт вместе с касситеритом со дна моря в районе острова Пукет в Таиланде на продолжении той же Бирмано-Малайской складчатой системы к югу от Мьянмы [20]. И здесь наиболее вероятным источником алмазов является древний коллектор, выведенный на дневную поверхность. Древние алмазы могут пройти через несколько периодов переотложения, в результате чего их источником в складчатых областях могут быть не докембрийские, а более молодые отложения. Вероятно, такая ситуация имеет место [22] на острове Калимантан (Борнео). Здесь развита мезозойская складчатость, характерная для всей юго-восточной Азии. В западной и юго-западной частях острова уже несколько веков известны аллювиальные россыпи алмазов, коренные источники которых неизвестны. Среди алмазов доминируют октаэдры, (вероятно, октаэдровиды) и ромбододекаэдры (округлые ромбододекаэдровиды). Значительная часть из них (особенно в западной части острова) имеет признаки механического износа. Вес алмазов преимущественно до 0,33 карата, однако известны и крупные алмазы, например «Звезда Серовака» весом 87 каратов, найденный в 1877г., а также еще один кристалл весом 70 каратов [20]. Главным гидравлическим спутником алмазов является диаспор и корунд, а также корундо-диаспоровые породы «леборштейны». Для суждения об источниках алмазов важны два обстоятельства: а) механический износ алмазов; б) характер гидравлических спутников. По поводу первого можно утверждать, что в аллювиальных условиях небольших рек, развитых на острове, износ алмазов осуществляться не может. Следовательно, алмазы попадали в современный русловой

аллювий при дренировании более древних коллекторов, которыми могут быть позднемеловые конгломераты с редкими алмазами. Следует отметить, что диаспор является [1] гидравлическим спутником алмазов в упоминавшихся выше россыпях реки Юаньцзян в провинции Хунань (Китай) и связан с пермской КВ. Корунд в большом количестве встречается в пределах выступа докембрийских метаморфических пород на территории плато Контум в Центральном Вьетнаме. Можно с осторожностью предположить, что хорошо окатанные гальки леборштейна острова Калимантан (Борнео) являются реликтами КВ, возможно также пермского возраста, по древнему коллектору с высоким содержанием корунда из метаморфических пород докембрия. Учитывая особенности распределения алмазов и леборштейнов можно предполагать гидравлическую связь корундов и алмазов с периода размыва метаморфических пород в пределах выступа докембрия и, соответственно, докембрийский возраст алмазов. По аналогии следует упомянуть также связь изученного [1-3, 20] алмаза Аллаха-Юньской россыпи с окатанными сапфирами, а также находки окатанных рубинов на территории Тычанского коллектора в Красноярском крае. Хотя данная гипотеза основывается на скудной информации, предположение о древнем возрасте по крайней мере части алмазов провинции Хунань в рамках рассматриваемой концепции выглядит достаточно реальным.

Аналогичным образом можно анализировать алмазоносность других зон, в частности мезозойской складчатости острова Суматра, запада Соединенных Штатов Америки (Калифорния, Орегон), а также горной системы Аппалачей [17]. Алмазы Урала также являются [1, 6-8, 20], докембрийскими, поскольку по данным других исследователей [5, 15, 17] они имеют типичные “признаки древности” и весьма похожи на кристаллы из протерозойских россыпей района Панна или Вайджаракарур (Индия). Так называемые «туффизиты» Урала, объявленные коренными источниками алмазов [18], не могут быть таковыми хотя бы потому, что их кристаллы имеют признаки механического износа в форме «леденцовых поверхностей», являющихся результатом механической полировки алмазов в процессе формирования древних россыпей [1-4, 8-11].

Перечисленных примеров достаточно для того, чтобы показать высокую реальность появления алмазов с “признаками древности” в складчатых областях за счет размыва древних промежуточных коллекторов. Разумеется, россыпная гипотеза не может рассматриваться безальтернативно. Алмазы могут поступать и из коренных источников разного возраста, как фанерозойских, так и докембрийских, как лампроиты Ингашинского поля в Восточном Саяне. Однако знание минералогии

алмазов и их экзогенных изменений позволяет даже по единичным кристаллам во многих случаях сделать выбор [8-14] в рамках альтернативы “коренной источник – древняя россыпь”. К сожалению, данная альтернатива во многих случаях даже не рассматривается. Так, имеются сведения о находках крупных алмазов ювелирного качества (два потенциальных “признака древности”) на территории Казахстана, а также в горах Тянь-Шаня. По проблеме алмазоносности Казахстана в основном рассматриваются только гипотезы относительно возможных коренных источников алмазов. Наряду с известным месторождением метаморфогенных алмазов Кумдыколь (Кокчетавский массив) в качестве источников предполагаются пермские базальты, разнообразные магматиты, содержащие ксенолиты предположительно алмазоносных мантийных пород, блоки “алмазного слоя” мантии, выброшенные на поверхность в связи с формированием гигантских астроблем – гиаблемы, докембрийские полиметаморфиты, кимберлиты и лампроиты без указания возраста. Некоторые из этих источников вероятно, действительно алмазоносны, в частности нижнетриасовые субщелочные оливиновые базальты Кастекского хребта, однако их алмазы мелкие (0,02-0,2 мм) с разнообразной морфологией, желтого и желтовато-зеленого цвета. Реальным источником ювелирных алмазов могут быть [8-10, 20] древние осадочные коллекторы, дренируемые в горах. Их алмазы могут иметь разный генезис (наиболее вероятно кимберлитовый или лампроитовый), но в данном случае важен не только тип коренного источника, а и особенности поисковой обстановки, определяющие геологическую позицию этих кристаллов, возможности и ограничения поисков их коренных источников. При этом сами алмазы могут ответить [1-3, 8-12] на вопрос, из коренного источника или из древней россыпи они появились на дневной поверхности. К сожалению, нередко кроме факта находок не приводится никакой информации (особенно геологической) об этих алмазах. Поэтому изначально при прогнозировании необходимо предполагать два варианта алмазоносности – «коренной» и «россыпной» и находки алмазов анализировать с обеих позиций, что поможет избежать многих заблуждений.

Таким образом, проведенные исследования и анализ опубликованного по данной проблеме материала позволяют утверждать, что алмазы в россыпях из докембрийских источников могут занимать различную геологическую позицию: а) находиться в докембрийских отложениях как на древних платформах, так и в более молодых складчатых системах, сформированных на древнем платформенном основании; б) присутствовать в фанерозойских и современных россыпях,

сформированных за счет размыва докембрийских пород в пределах выступов докембрия на платформах; в) находиться в современных россыпях, сформированных за счет размыва выходов докембрийских коллекторов в фанерозойских складчатых системах, сформированных на древнем платформенном основании; г) появляться в фанерозойских отложениях как результат переотложения из докембрийских коллекторов; д) встречаться либо самостоятельно, сопровождаясь лишь гидравлическими спутниками, либо в сопровождении алмазов и индикаторных минералов из фанерозойских кимберлитов. Поэтому находки алмазов в древних и современных россыпях необходимо рассматривать с двух позиций: попадание их в россыпи либо за счет размыва непосредственно коренных источников, либо за счет размыва осадочных коллекторов (в том числе докембрийских). Идентификация алмазов в данной альтернативе осуществляется по комплексу типоморфных особенностей, связанных с экзогенными изменениями алмазов, при этом докембрийские алмазы характеризуются комплексом «признаков древности». Во втором случае поисковая обстановка может накладывать серьезные ограничения на возможность прогнозирования и поисков коренных алмазных месторождений, одновременно давая возможность прогнозировать россыпную алмазоносность, связанную с докембрийскими источниками.

Очень важно обращать внимание на психологический аспект проблемы прогноза алмазоносности на территориях возможного присутствия докембрийских алмазов. Обычно при находке алмазов в россыпях в первую очередь выдвигаются гипотезы о коренных источниках, их структурно-тектонической позиции исходя из аналогий с известными типами коренных источников, при этом в качестве потенциальных источников алмазов рассматриваются главным образом кимберлиты (лампроиты), ультрабазиты, реже базиты, однако обычно возраст источников специально не обсуждается. Происхождение алмазов из древних россыпей рассматривается как второстепенный вариант, а возможность поступления кристаллов из докембрийских источников практически не принимается во внимание. Такая ситуация характерна для прогноза алмазоносности как по СП, так и по другим платформам мира, хотя геологам известны находки докембрийских алмазоносных лампроитов, которые обычно остаются за рамками их представлений. Без анализа возможной докембрийской алмазоносности¹¹ можно долго и бесплодно решать проблему источников алмазов на северо-востоке СП, искать фанерозойские источники россыпей реки Юаньцзян и т.д. В то же время с позиций докембрийской алмазоносности можно прогнозировать россыпи алмазов в районах выходов докембрия, как это проделано для

плато Контум во Вьетнаме [1]. Есть основание предполагать наличие докембрийских алмазов (наряду с кристаллами из фанерозойских кимберлитов) в провинциях Ляонин и Шаньдун (Китай), поскольку на их территории имеются выходы докембрия и не все проявления россыпной алмазоносности можно объяснить через известные в данном регионе кимберлиты. Алмазы здесь установлены как в современных аллювиальных, так в синийских и кембрийских отложениях. Приведенные материалы позволяют утверждать о широком развитии докембрийской алмазоносности на Земле и этот факт необходимо учитывать при идентификации тех или иных находок алмазов в россыпях и алмазопоявлениях различных регионов.

Библиографический список

1. *Афанасьев В.П., Елисеев А.П., Надолинный В.А. и др.* Минералогия и некоторые вопросы генезиса алмазов V и VII разновидности (по классификации Ю.Л.Орлова) // Вестник Воронежского ун-та. Геология. 2000. № 5 (10). С.79-96.
2. *Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н.* Минералогия древних россыпей алмазов восточного борта Тунгусской синеклизы // Геология и геофизика. 1987. №-1. С.90-96.
3. *Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н.* Основные литодинамические типы ореолов индикаторных минералов кимберлитов и обстановки их формирования // Геология рудных месторождений. 1999. Т.41. №-3. С.281-288.
4. *Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Коптиль В.И.* Полигенез алмазов в связи с проблемой коренных россыпей северо-востока Сибирской платформы // Доклады Академии наук. 1998. Т.361. №-3. С.366-369.
5. *Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Логинова А.Н.* Особенности распределения россыпных алмазов, связанных с докембрийскими источниками // Записки Российского минералогического общества. 2009. Т.138. №-2. С.1-13.
6. *Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Тычков С.А.* Проблема алмазоносности Сибирской платформы // Вестник Воронежского госуниверситета. Геология. 2002. №-1. С.19-36.
7. *Василенко В.Б., Зинчук Н.Н., Кузнецова Л.Г.* Геодинамический контроль размещения кимберлитовых полей центральной и северной частей Якутской кимберлитовой провинции (петрохимический аспект) // Вестник Воронежского госуниверситета. Геология. 2000. №-3.(9). С.37-55.
8. *Гладков А.С., Борняков С.А., Манаков А.В., Матросов В.А.* Тектонофизические исследования при алмазописковых работах. Методическое пособие. М.: Научный мир. 2008. 175 с.
9. *Дукардт Ю.А., Борис Е.И.* Авлакогенез и кимберлитовый магматизм.-Воронеж: ВГУ.2000. 161 с.
10. *Зинчук Н.Н.* Сравнительная характеристика вещественного состава коры выветривания кимберлитовых пород Сибирской и Восточно-Европейской платформ // Геология и геофизика. 1992. №-7. С.99-109.
11. *Зинчук Н.Н., Борис Е.И., Яныгин Ю.Б.* Особенности минерации алмаза в древних осадочных толщах (на примере верхнепалеозойских отложений Сибирской платформы). М.: МГТ. 2004. 172 с.
12. *Зинчук Н.Н., Зуев В.М., Коптиль В.И., Чёрный С.Д.* Стратегия ведения и результаты алмазописковых работ // Горный вестник. 1997. №-3. С.53-57.
13. *Зинчук Н.Н., Коптиль В.И., Борис Е.И., Липаинова А.Н.* Типоморфизм алмазов из россыпей Сибирской платформы как основа поисков алмазных месторождений // Руды и металлы. 1999. № 3. С.18-30.

14. Зинчук Н.Н., Мельник Ю.М., Серенко В.П. Апокимберлитовые породы // Геология и геофизика. 1987. №-10. С.66-72.
15. Зинчук Н.Н., Савко А.Д., Крайнов А.В. Кимберлиты в истории Земли. Труды НИИ геологии ВГУ. – Выпуск 68. – Воронеж : ВГУ. 2013. 99 с.
16. Зинчук Н.Н., Спеццус З.В., Зуенко В.В., Зуев В.М. Кимберлитовая трубка Удачная. Вещественный состав и условия формирования.-Новосибирск: НГУ. 1993. 147 с.
17. Квасница В.Н., Зинчук Н.Н., Коптиль В.И. Типоморфизм микрокристаллов алмаза -М.: Недра. 1999. 224 с.
18. Котельников Д.Д., Домбровская Ж.В., Зинчук Н.Н. Основные закономерности выветривания силикатных пород различного химического и минералогического типа // Литология и полезные ископаемые. 1995. №-6. С.594-601.
19. Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н. Типоморфные особенности и палеографическое значение слюдястых минералов // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 1996. №-1. С.53-61.
20. Мацюк С.С., Зинчук Н.Н. Оптическая спектроскопия минералов верхней мантии.-М.: Недра. 2001.-428 с
21. Орлов Ю.Л. Минералогия алмаза. 2-е изд. - М.: Наука. 1984. 264 с.
22. Харьков А.Д., Зуенко В.В., Зинчук Н.Н., Крючков А.И., Уханов А.В., Богатых М.М. Петрохимия кимберлитов.-М. Недра. 1991. 304 с.
23. Хитров В.Г., Зинчук Н.Н., Котельников Д.Д. Применение кластер-анализа для выяснения закономерностей выветривания пород различного состава // Доклады АН СССР. 1987. Т.296. №-5. С.1228-1233.
24. Vasilenko V.B., Kuznetsova L.G., Volkova N.I., Zinchuk N.N., Krasavchikov V.O. Diamond potential estimation based on Kimberlite major element chemistry // Journal of Geochemical Exploration. 2002. Т.76. №-2. P. 93-112.
25. Grachanov S.A., Zinchuk N.N., Sobolev N.V. The age of Predictable primary diamond sources in the Northeastern Siberian platform // Doklady Earth Sciences. 2015. Т.465. №-2. P.1297-1301.
26. Serov I.V., Garanin V.K., Zinchuk N.N., Rotman A.Ya. Mantle Sources of the kimberlite Volcanism of the Siberian Platform // Petrology. 2001. Т.9. №-6. P.576-588.

ABOUT PRECAMBRIAN SOURCES OF DIAMONDS PLACERS

N.N. Zinchuk

nzinchuk@rambler.ru

Basing on generalization of large actual material on complex investigation of diamond its characteristic in Upper Paleozoic and Mesozoic sedimentary thick layers of the Siberian platform is provided. It allowed receiving new data on composition features and distribution of diamond in recent sediments of main diamondiferous regions of Lena-Anabar, Central-Siberian and Tungusskaya sub-provinces. Identified in some diamondiferous regions proximity of typomorphic features of diamonds in sedimentary thick layers of these ages testifies about formation of these collectors due to washout of more ancient productive layers or Middle Paleozoic primary sources. Polygeny of mineralogical associations of diamonds from different in age placers within some diamondiferous regions was noted, which may be successfully used when forecasting and prospecting primary sources of the mineral.

Keywords: Upper Paleozoic and Mesozoic sediments, Siberian platform, diamond and diamondiferous placers.

Н.Н. Зинчук, М.Н. Зинчук

Западно-Якутский научный центр АН РС(Я), г. Мирный

О СПЕЦИФИКЕ И ПРОДУКТИВНОСТИ ОБОГАЩЕННЫХ СЛЮДАМИ КИМБЕРЛИТОВ

Проведенными исследованиями и обобщением имеющегося материала показано, что в направлении от центра Сибирской платформы к её северным территориям уменьшается роль алмазоносных кимберлитов. В северной части платформы доминируют щелочные пикриты, в то время как в центральных алмазоносных районах кимберлиты формировались в диапазоне всей области устойчивости алмазов. Среди более 25 алмазоносных районов Сибирской платформы, в отдельных отмечены обогащенные слюдами кимберлиты, ярким представителем которых являются породы диатрем Накынского поля (Ботубинская, Нюрбинская и тело Майское). Породы трубок этого поля принадлежат к одному петрохимическому типу кимберлитов, а установленные вариации концентраций петрогенных оксидов связаны с разной интенсивностью протекания постмагматических и гипергенных процессов на разных глубинах диатрем. В указанные стадии становления диатрем происходит существенное изменение кимберлитов с широким развитием серпентина, карбонатов, флогопита и продуктов его изменения – хлорита. Корреляционный анализ распределения минералов-новообразований с потенциальной алмазоносностью кимберлитов показал обратную зависимость содержания слюды, кварца и доломита с концентрацией полезного компонента. Характерными особенностями изученных слюдяных кимберлитов является преобладание прозрачных (или полупрозрачных) алмазов октаэдрического к ромбододекаэдрическому габитусов 1 разновидности, при заметном содержании кристаллов с оболочкой 1У разновидности.

Ключевые слова: кимберлиты, Сибирская платформа, вторичные минералы, петрохимия, минералогия, алмаз и алмазоносность, постмагматические и гипергенные процессы.

DOI: 10.17072/chirvinsky.2022.85

Кимберлитовые породы – сложная гетерогенная система, состоящая из различных пропорций мантийного и корового вещества. Мантийный материал представлен ассоциацией глубинных минералов и ксенолитов пород мантии, а также расплавленной частью мантийного вещества, которая слагает мезостазис. Коровую составляющую образуют ксенозерна и ксенолиты вмещающих пород, а также переотложенный из них растворенный материал. Слюдяными (щелочными) кимберлитами обычно называют [5-9] породы, содержащие более 5% K_2O , который входит в

основном в состав флогопита. Щелочность кимберлитов обратна их титанистости и возрастает от менее глубоких популяций к более глубоким [12]. Ранее нами [6] рассмотрены основные свойства слюдяных кимберлитовых пород Сибирской платформы (СП), включающие: а) типизацию по содержанию K_2O ; б) распределение пород различной щелочности в кимберлитовых полях; в) распределение пород разной щелочности в диатремах продуктивных кимберлитов; г) анализ причин, определяющих возникновение кимберлитов разной щелочности; д) алмазность кимберлитов разной щелочности. Выделение типов щелочных пород проведено по различным кимберлитовым полям СП, что позволило достоверно выделить четыре типа щелочных кимберлитов: ультраосновной, слюдяной, сублампрофировый и лампрофировый. Ультраосновной (базальтоидный) тип с модой 0,4 % K_2O определяется от остальных минимумом при значении 0,75 % этого оксида. Это касается и слюдяных кимберлитов, которым соответствует максимум в границах 0,75 - 1,17 % K_2O . К сублампрофировому типу отнесены разновидности щелочных пород, лежащие в пределах 1,2 - 2,2 %, а к лампрофировому – все составы с $K_2O > 2,2$. Рекомендовано [6, 13] для отличия кимберлитов от щелочных пикритов и других видов пород использовать граничные значения $TiO_2 > 2,5$ % и $\sum Fe < 10$ %. Алмазность кимберлитов возрастает по мере падения содержания TiO_2 от уровня 2,2 %. Щелочные пикрит-кимберлиты с TiO_2 в пределах от 2,2 до 2,8 % также содержат [1-4, 14-17] некоторое количество алмазов, резко уменьшающееся в более титанистых разновидностях. Породы Малоботубинского (МБАР), Далдыно-Алакитского (ДААР) и Верхнемунского (ВМАР) алмазных районов характеризуются преобладанием ультраосновных составов, а в Накынском и северных кимберлитовых полях преобладают щелочные составы [6, 17-21]. Наиболее характерны повышенные концентрации слюд для кимберлитовых пород Накынского поля (НКП) Средне-Мархинского алмазного района (СМАР), в котором открыты кимберлитовые трубки Ботубинская и Нюрбинская, а также тело Майское. Перекрыты трубки 55-70-и метровыми нижнеюрскими осадочными толщами (укугутская, тунгская и сунтарская свиты) и дезинтегрированными продуктами кор выветривания ($T_{2,3}$). Прорывают диатремы алевритисто-глинисто-карбонатные отложения позднекембрийского и раннеордовикского возраста. На уровне эрозивного среза кимберлитовая трубка Нюрбинская имеет эллипсоидную форму (рис. 1). В вертикальном разрезе морфология трубки близка к диатреме с каналом цилиндрического типа. Существенным структурным элементом трубки является нарушение морфологии её тела вследствие внедрения мощной интрузии траппов субщелочного состава.

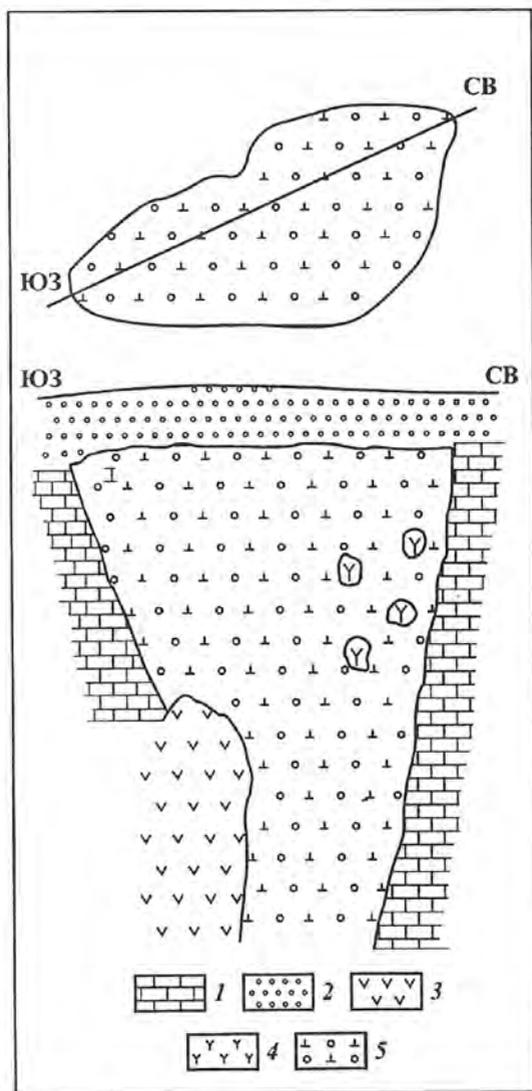


Рис.1. Схематический план и разрез трубки Нюрбинская (Накынское кимберлитовое поле).

1 – карбонатные и терригенно-карбонатные породы (Pz); 2 – терригенно-карбонатные породы (J); 3 – интрузия долеритов; 4 – порфировые кимберлиты; 5 – автолитовые кимберлитовые брекчии.

Кровля этой интрузии подсечена несколькими скважинами в центральной и южной частях диатремы на глубинах от 296 до 332 м. Интрузия представляет собой секущее тело мощностью более 250 м, сложенное мелко-, среднезернистыми долеритами темно-серого до черного цвета. Текстура пород массивная до такситовой, структура – офитовая до витрофировой (в приконтактных зонах). Внедрение этой интрузии в консолидированные кимберлитовые породы обусловило образование вдоль их границы зоны метасоматически измененных кимберлитов. Непосредственно вдоль границы кимберлитов с кровельной частью интрузии в них фиксируются такие новообразования как гранат, пироксен и хлорит. Сами кимберлиты при этом приобретают массивную текстуру и характеризуются пятнистой окраской и расплывчатыми очертаниями ксенолитов осадочных пород. Кимберлитовая трубка Нюрбинская сложена автолитовой кимберлитовой брекчией (АКБ), в которой выделяются мелко-среднеобломочные брекчии центральной части рудного тела и карбонатные кимберлитовые брекчии (ККБ) приконтактной зоны северо-восточного и юго-западного флангов. В зеленоватых или голубовато-серых мелко- среднепорфировых автолитовых брекчиях (АКБ) центральной части трубки отмечено постоянное присутствие (5-20 %) мелких (до 20 мм) обломков вмещающих пород, ксенолитов метаморфических (до 10 %), кристаллических (до 10 %) и мантийных глубинных пород. Основная масса пород этих диатрем на отдельных участках полностью преобразована в крупно- и среднезернистый кальцитовый агрегат с пятнисто-прожилковой вкрапленностью сульфидов, переходящий в сплошную массу с занозистыми контурами. Кальцит подвержен коррозии и частичному замещению сульфидами. Вкрапленники оливина псевдоморфно замещены карбонатом, содержащим иногда мелкие зерна кварца или неправильной формы выделения серпентина. Неоднородное строение карбоната во вкрапленниках иногда придаёт оливину зональный облик. Форма вкрапленников оливина преимущественно округло-овальная, реже – сглаженно-угловатая с элементами частичной кристаллографической огранки. Вкрапленники флогопита устанавливаются по пластинчатому габитусу. Обычно они имеют слабые признаки деформированности и в большинстве случаев утратившие свою первичную окраску. Однако нередко слюдистые выделения по плоскостям спайности имеют голубовато-зеленую или желтовато-коричневую окраску с отчетливым плеохроизмом. В основной массе пород трубки встречаются трещиноватые зерна граната с келифитовой каймой из агрегатно-чешуйчатого слюдистого минерала (гидрослюды), окрашенного в зеленовато-серый цвет. Мощность каймы редко превышает первые миллиметры. Связующая масса пород обычно

представлена серпентин-кальцит-гидрослюдистым мезостазиом. Микрофенокристаллы замещенного оливина отличаются колотой, неправильно-угловатой формой и неравномерным распределением. Вторичная минерализация выражена в серпентинизации, карбонатизации и окварцевании пород, причем последнее выражено в образовании гнезд кварца в обособлениях кальцита кристаллически зернистого строения. В виде обломочного материала в отдельных небольших блоках в АКБ отмечены порфиновые кимберлиты, представляющие собой породы темно-серого цвета (иногда с зеленовато-голубоватым оттенком), массивной, реже полосчатой текстуры. Для ПК характерно низкое (не превышающее 5 - 6 %) содержание обломочного материала, представленного обломками терригенно-карбонатных и метаморфических пород, распределенных неравномерно. Реликтивно-порфировая структура определяется псевдоморфозами по оливины двух генераций, которые выполнены изотропным слюдоподобным серпентином, иногда в сочетании со светло-зеленым чешуйчато-листоватым хлоритом и кальцитом кристаллически зернистого строения, выполняющего ядра псевдоморфоз, или замещающего последние полностью. Среди продуктов замещения оливина отмечаются также мелкораспыленные зерна рудных минералов. По периферии псевдоморфозы оконтуриваются каймой из светло-зеленых мелколистоватых, анизотропных хлорит-серпентиновых образований. По форме вкрапленники преимущественно овальные, угловато-сглаженные, реже колотые. Во вкрапленниках оливина II генерации иногда проявлена кристаллографическая огранка. Вкрапленники флогопита имеют пластинчатый габитус, иногда со следами оплавления, расщепления либо слабой деформированности. Флогопит в большинстве случаев гидратирован, редкие пластинки сохраняют пластинчатую окраску либо содержат зонки зеленого цвета по направлениям спайности [16-21]. Флогопит I генерации в породах редок и содержание его в целом не превышает первые проценты. Флогопит II генерации отмечается в породе с элементами слабой ориентировки и распределен неравномерно. Основная масса пород на отдельных участках частично преобразована в кристаллически-зернистый кальцитовый агрегат, среди которого встречаются гнезда кварца. В основной массе иногда встречаются обломки измененного гранат содержащего ультрабазита, в котором среди хлорит-кальцитового агрегата сохранились реликты зерен плагиоклаза. Связующая масса в таких случаях представляет собой тонкочешуйчатый хлорит-серпентиновый агрегат в сочетании с мелкозернистым карбонатом и тонкозернистыми рудными минералами. В целом для диатремовой части описываемой трубки характерны АКБ завершающей фазы кимберлитового магматизма, для

которых типичен переменный состав ксеногенного материала, автолитовых обособлений и псевдоморфоз по оливину, обусловленных спецификой дифференциации кимберлитового расплава при становлении и формировании диатрем. Отмеченные неоднородности развития вторичной и гипергенной минерализации по скважинным разрезам трубки Нюрбинская связаны с обособленностью состава самих кимберлитов, их трещиноватостью и степенью их контаминации. В северо-восточной части трубки содержится большее количество обломков порфиристых кимберлитов и автолитовых обособлений, нежели на её юго-западе, что позволяет предполагать более широкий спектр морфологических, физических характеристик и общего содержания алмазов в таких частях. Цемент кимберлитовых брекчий макроскопически имеет более четко проявленную автолитовую текстуру. Автолиты, достигающие до 10 % объема породы, представлены двумя морфологическими типами: а) ядерными, размеры которых определяются величиной заключенных в них вкрапленников и ксенолитов цемента; б) крупными (до 10 см) концентрически-зональными шарообразными и неправильной формы обломками тождественных порфиристым кимберлитам пород.

Ядерные автолиты кимберлитов трубки Нюрбинская, обладающие обычно округлой или овальной формой, выделяющейся на фоне связующей массы более темным цветом и микропорфиристой структурой, которая определена в основном псевдоморфозами по оливину II генерации (размером до 0,1 мм). Порфиристые выделения в связующей массе представлены псевдоморфозами по оливину I и II генераций (в количестве соответственно 23 и 17 %) и выделениями флогопита II генерации. Связующая масса брекчий имеет тонкозернистое строение и серпентин-карбонатный состав. Неоднородность обусловлена существенным изменением в породе соотношения серпентина и карбоната, а также неравномерным распределением чешуек в различной степени хлоритизированного флогопита и пылевидного рудного минерала (с преобладанием магнетита). В свою очередь, особенностями карбонатных кимберлитовых брекчий приконтактной зоны являются: а) слабо проявленная автолитовая текстура и порфиристая структура породы; б) наличие прослоев токситовых кимберлитовых брекчий (в основном в юго-западной части диатремы), которые характеризуются постепенными переходами от мелко-среднеобломочной кимберлитовой брекчий в мелкообломочную, мелкопорфиристую до афировой брекчий; в) более высокое (до 15 %) содержание мелкообломочного материала вмещающих пород и закономерное увеличение его количества с глубиной (до 50 % объема породы); г) низкое (первые проценты) содержание

выделений флогопита и спорадическое распространение зерен гранатов; д) низкое содержание ксенолитов кристаллических пород; е) существенно карбонатный состав связующей массы с неравномерно распределяющейся по её объему сульфидной вкрапленностью

Породы трубки Нюрбинская характеризуются низким содержанием выхода тяжелой фракции, в которой резко доминируют гидроокислы железа (гётит, гидрогётит, гематит и глинисто-железистые агрегаты) и пирит. В первичном комплексе тяжелых минералов преобладают гранаты (красные, оранжевые, фиолетовые, лиловые и малиновые), хромшпинелид, пикроильменит, магнетит, хромит и хромдиопсид. В легкой и глинистой фракциях содержатся минералы, образованные в постмагматических, гидротермальных и гипергенных условиях (серпентин, слюда, хлорит, тальк и карбонаты), а также ксеногенные образования (полевые шпаты и др.). Наибольшие вариации по изученным разрезам характерны для MgO , SiO_2 , Fe_2O_3 , Al_2O_3 , CaO и летучих, в то время как остальные компоненты содержатся в незначительном количестве и распределяются практически равномерно по всему изученному разрезу. Исключение составляет K_2O , содержание которого практически в каждом проанализированном разрезе, вскрытых скважиной пород, с глубиной постепенно увеличивается, что связано с возрастающей ролью слабо измененного флогопита и выносом из его структуры K^+ . Среди элементов-примесей наибольшие вариации концентрации характерны для Ni, Cr, Mn и Ba, в меньшей степени Cu, Co и V.

Трубка Ботубобинская является сложным двояким кимберлитовым телом, юго-западная часть которого представляет собой дайкообразное тело северо-восточного простирания, а северо-восточная имеет форму типичной трубки (рис.2). При этом в верхней части диаметры сохранились породы кратерных фаций, известные в ряде диаметров СП [22-28]. Трубка Ботубобинская сложена двумя фазами кимберлитов. Более ранняя представлена порфировым кимберлитом (ПК), слагающим дайковую часть трубки на глубине и практически не выходящим на поверхность. Более поздняя фаза взрывных кимберлитовых брекчий (ЭКБ) слагает верхнюю часть дайкообразного выделения и вертикальный канал трубчатого тела в северо-восточной части месторождения. Кратерная фация подчеркивает полное её строение и слабую эродированность отдельных частей. ПК первой фазы внедрения отмечены лишь на крайнем юго-западном фланге дайкового тела, занимая незначительную его часть. В виде обломков (размером до 1,5 м) в отдельных блоках (до 15 м в поперечнике) они вскрыты отдельными скважинами среди АКБ и туфобрекчий северо-восточной части трубки. Макроскопически это плотные, окрашенные

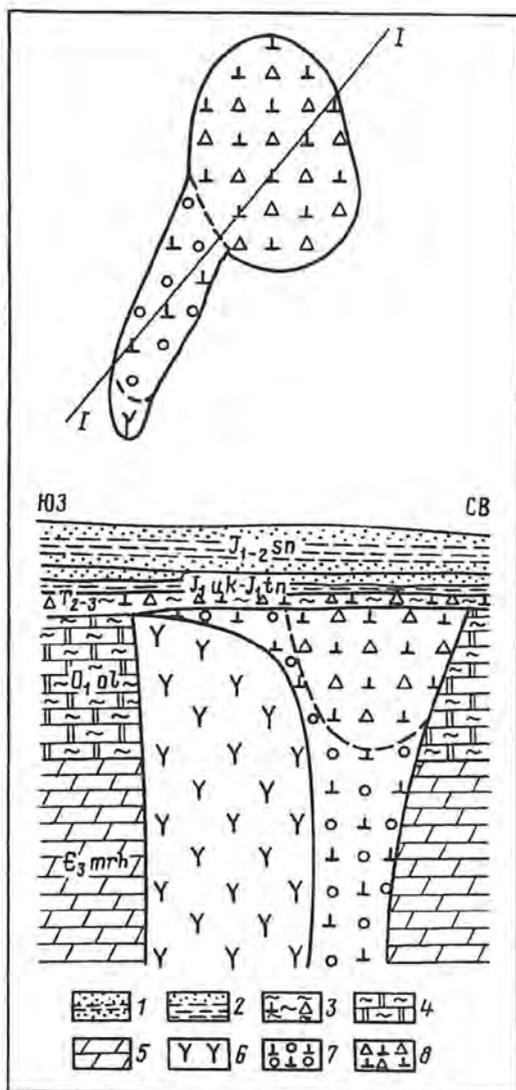


Рис.2. Схематический план и разрез трубки Ботубинская (Накынское кимберлитовое поле).

1 – карбонатные и терригенно-карбонатные породы (Pz); 2 – терригенно-карбонатные породы (J); 3 – порфировые кимберлиты; 4 – кимберлитовые туфобрекчии; 5 – автолитовые кимберлитовые брекчии.

в зеленовато-серый цвет породы с характерной крупнопорфировой структурой основной массы. Сложена они псевдоморфозами серпентина, хлорита и кальцита по оливину I (до 17 %) и II (до 27 %) генераций, редкими зернами гранатов и хромшпинелида, сцементированными карбонат-серпентиновым агрегатом. В незначительных количествах в них присутствуют ксенолиты осадочных, метаморфических и мантийных пород. АКБ второй фазы становления диатремы слагают центральную часть канала в пределах северо-восточного тела трубки и верхнюю часть дайкового тела, резко вклиниваясь при этом в юго-восточном направлении. Породы окрашены в серовато-зеленый до голубовато-серого цвет. Состоят они из псевдоморфоз кальцита и серпентина по оливину (до 45 %), автолитов (до 10 %), ксенолитов осадочных (до 20 %), метаморфических (до 5 %) и мантийных (0,5 %) пород, с видимыми выделениями зерен пирропа, хромшпинелида, альмандина и флогопита. Порфиновые выделения основной массы представлены псевдоморфозами кальцита и серпентина по оливину. Псевдоморфозы по оливину I генерации имеют угловато-округлую форму, размером до 2 см, а по оливину II генерации содержатся в подчиненном количестве и размер их всегда меньше 1 мм. В верхних горизонтах диатремы псевдоморфозы сложены кальцитом, изотропным серпентином и глинистыми образованиями, а с глубиной доля кальцита уменьшается и оливин практически полностью замещен анизотропным серпентином или пирроауритом. Порфиновые выделения флогопита составляют до 4 % объема основной массы, а в верхних горизонтах он нацело замещен хлоритом. Связующая масса брекчий имеет тонкозернистое строение и хлорит-серпентин-карбонатный состав. Кимберлитовые туфобрекчии верхних горизонтов кратера в северо-восточной части диатремы представляют собой породы начальной фазы взрывной стадии её формирования. Их материнской породой являются подстилающие АКБ, в которых содержится до 90 % ксенолитов. Макроскопически это породы зеленовато- или буровато-серого цвета, зачастую слабо сцементированы, трещиноватые и в различной степени измененные. В цементе, кроме кимберлитового материала, содержится значительная примесь глинистой и терригенной составляющей дезинтегрированных вмещающих диатремы пород. В верхних частях трубки отмечена остаточная кора выветривания [10-17, 21], мощность которой в отдельных частях достигает до 20 м. Главными породообразующими минералами этой части разреза является кварц, каолинит и монтмориллонит-гидрослюдистые смешанослойные образования. Вниз по разрезу в различной степени трещиноватых, но менее химически переработанных породах, зафиксированы серпентин, кальцит, доломит и хлорит. По химическому составу кимберлитовые

брекчии северо-восточной части диатремы отличаются от пород дайкового комплекса пониженными содержаниями SiO_2 , TiO_2 , суммарного железа, P_2O_5 и повышенными количествами CaO и K_2O . Для пород кратерной постройки в целом характерно повышенные концентрации оксида кальция и глинозема. Повышенное содержание SiO_2 в гипергенно измененных кимберлитах обусловлены процессами их окварцевания, Al_2O_3 – образованием тонкодисперстных глинистых минералов, железа – их интенсивной гипергенной сидеритизацией. Низкие концентрации в этих частях CaO и MgO вызваны процессом замещения кальцита и доломита сидеритом. В целом для трубки Ботуобинская характерна низкая титанистость, высокая калиевость и примерно одинаковое соотношение CaO и MgO .

Трубка Ботуобинская принадлежит [5-7, 21] к кимберлитовым телам со средним содержанием глубинных индикаторных минералов. Для тяжелой фракции изученных проб характерна хромшпинелид-гранатовая ассоциация первичных минералов, наименьшее количество которых встречено в кимберлитовых туфобрекчиях. Значительно больше этих минералов в АКБ, а порфиновые кимберлиты занимают промежуточное положение. В коре выветривания (КВ) кимберлитов трубки отмечено относительное увеличение глубинных минералов в более крупных гранулометрических классах. Количество зерен граната с келифитовой оболочкой резко уменьшается в выветрелых кимберлитах. Кроме пиропов из различных включений ультраосновных пород фиксируются в диатреме гранаты алмандинового состава из эклогитоподобных и метаморфических пород фундамента, что является характерной чертой кимберлитов НКП. Среди гранатов алмазоносных и потенциально алмазоносных парагенезисов преобладают пироп-алмандины из магнезиально-железистых эклогитов. Среди хромшпинелидов из кимберлитов трубки доминируют высокохромистые разновидности из ультраосновных парагенезисов алмазной фации глубинности, количество которых коррелирует с алмазоносностью кимберлитовых тел [21]. Подобные хромшпинелиды встречаются в алмазоносных перидотитах, гарцбургитах, а также во включениях в алмазах и сростках с ними.

В кимберлитовой трубке Нюрбинская преобладают (иногда до 95%) бесцветные (реже эпигенетически окрашенные в лилово-коричневые цвета) алмазы 1 разновидности по Ю.Л. Орлову [22] различной морфологии [1-5, 12, 18-21]. Из других разновидностей алмазов (рис.3, 4) в заметном количестве (до 7 %) присутствуют [11] кристаллы с оболочкой 1У разновидности, поликристаллические сростки УШ разновидности (до 2 %), кубы Ш разновидности (0,1 %) и кристаллы 1Х разновидности (0,1 %). Все кристаллы Ш и 1Х разновидностей были встречены в классах

крупнее 1 мм. Среди алмазов 1У разновидности с оболочкой преобладают в основном кристаллы с желто-зеленой, реже серой окрасками. По кристалломорфологическим особенностям среди алмазов 1 разновидности резко преобладают кристаллы октаэдрического (25-31 %) и переходного от октаэдрического к ромбододекаэдрическому (до 22 %) габитусов. Значительную (в среднем до 23 %) часть алмазов месторождения составляют бесформенные осколки без признаков кристаллографической огранки, преимущественно с протомагматическими сколами. Отмечена [12-14] связь кристалло-морфологических особенностей алмазов месторождения с их крупностью. Так, с уменьшением крупности в классе -1+0,5 мм примерно в два раза увеличивается содержание ламинарных ромбододекаэдров, а также типичных округлых алмазов и бесформенных осколков. По морфологическим типам среди октаэдров и переходных форм преобладают (рис.3) кристаллы с полицентрически растущими гранями и со сноповидной и занозистой штриховками (в сумме 36 %) Содержание плоскогранных октаэдров мирнинского типа составляет не выше 2 % и повышается с увеличением крупности. Данная группа алмазов является наиболее высококачественной категорией алмазного сырья. Содержание типичных округлых алмазов, являющихся неблагоприятным критерием алмазности [12], является низким (1,2 %), причем большая их часть встречена в классах мельче 2 мм. Представлены они в основном додекаэдрами с шагренью и полосами пластической деформации (0,3 %) и индивидами со сноповидной штриховкой (0,4 %). Общее содержание двойников и сростков в среднем не превышает 10 %. Суммарное содержание кристаллов с признаками природного травления является значительным, составляя в среднем 33 % от общего количества алмазов. Среди них резко (до 19 %) преобладают шрамы и обратнопараллельные треугольные впадины (до 8 %). В подчиненном количестве встречаются полосы пластической деформации (до 4 %) и коррозии (до 2 %). Сильная интенсивность проявления шрамов в виде «распилов» привела к образованию значительного числа протомагматических обломков и сколов при транспортировке алмазов в процессе внедрения кимберлитовой магмы.

По комплексу типоморфных особенностей и гранулометрии алмазы трубки Ботубинская (рис.3) не имеют аналогов среди известных диатрем СП [2, 13, 21]. Резкое преобладание бесцветных кристаллов октаэдрического и переходного к ромбододекаэдрическому габитусов в гранулометрических классах, низкое содержание двойников и сростков, кристаллов с включениями и окрашенных камней 1 разновидности, а также поликристаллических сростков УШ разновидности. Как и трубка Нюрбинская, для Ботубинской характерно высокое содержание алмазов

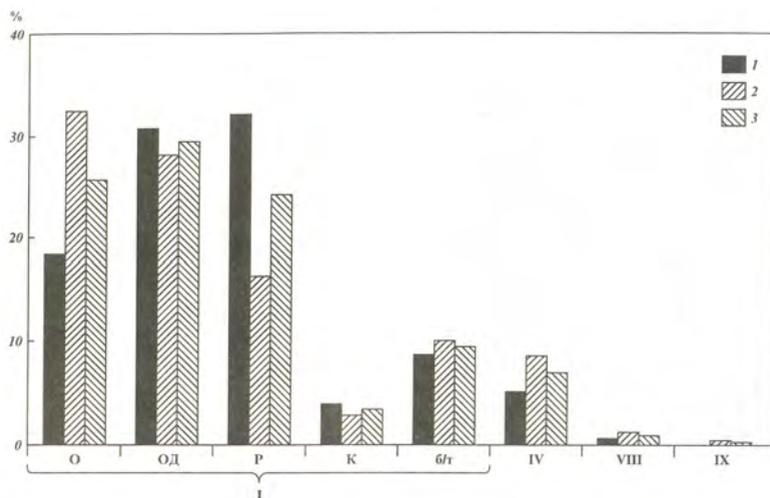


Рис.3. Типоморфные особенности алмазов из кимберлитовых пород Накынского поля.

1, 1У, 1Х – разновидности алмазов по классификации Ю.Л.Орлова [19] (О – октаэдры, ОД – переходные формы, Р – ламинарные ромбодекаэдры, К – кубы, б/т – осколки); 1 – 2 – трубки Ботубинская и Нюрбинская соответственно; 3 – среднее по полю.



Рис. 4. Алмазы из кимберлитов трубки Нюрбинская (Накынное поле).

с оболочкой 1У разновидности. Оболочка на таких алмазах окрашена в желтовато-зеленый цвет. Для алмазов трубки Ботуобинская свойственно низкое содержание ламинарных ромбододекаэдров и отсутствие типичных округлых алмазов уральского (бразильского) типа. Присутствуют в значительном количестве псевдоромбододекаэдры мархинского типа, псевдокубического габитуса 1 и молочно-белые кубоиды 1У разновидностей, что свидетельствует о более широком спектре различных генетических разновидностей алмазов трубки Ботуобинская по сравнению со всеми известными коренными месторождениями СП и более высокой доли в ней кристаллов эклогитового генезиса. Для алмазов диатремы свойственно преобладание розово-сиреневой, реже сине-голубой и зеленой фотолуминесценции, а также пониженное количество твердых включений в алмазах, среди которых доминируют графит-сульфидные фазы. Характер морфологических особенностей алмазов и низкая степень их растворения свидетельствуют о низком окислительном потенциале среды при формировании трубки Ботуобинская. В период пневматолигово-гидротермальной стадии кимберлитового магматизма окислительный потенциал значительно повысился, что привело к широкому проявлению скульптур травления на поверхности алмазов (шрамы, коррозия и матировка). Присутствие алмазов с зелеными пятнами пигментации позволяет утверждать о повышенной радиоактивности кимберлитовых пород в отдельных блоках месторождения. Частично это может быть связано и с влиянием на минералы кимберлитов гипергенных процессов.

Анализируя результаты комплексного изучения кимберлитов СП можно отметить несколько типов щелочности алмазоносных пород. В направлении от центра платформы в северном направлении уменьшается роль алмазоносных кимберлитов. В пределах кимберлитовых полей северной части СП щелочные породы представлены магматитами пикритов, а ультраосновные типы – кимберлитами низких уровней продуктивности, что указывает на нахождение областей образования расплавов этих пород вне зоны устойчивости алмаза. В отличие от этого, кимберлиты МБАР, СМАР и ДААР формировались в диапазоне всей области устойчивости алмазов. Проведенными исследованиями обогащенных слюдистыми образованиями пород кимберлитовых диатрем НКП показано, что в верхних их горизонтах доминируют АКБ. Порфиновый кимберлит встречается фрагментарно в виде обломочного материала, что связано с более раннем внедрении. Кимберлитовые брекчии характеризуются переменным составом вкрапленников и связующей матрицы, что отражается на цветовой гамме самих пород и их физико-механическим свойствам. Ксенолиты в кимберлитах НКП представлены преимущественно

обломками вмещающей терригенно-карбонатной толщи, реже отмечаются обломки метаморфических и мантийных пород. Распределение ксенолитов в диатремах неравномерное, максимальное их количество приурочено к приконтактовым частям трубок при незначительном увеличении содержания с глубиной. Для пород трубок характерно низкое содержание минералов тяжелой фракции, среди которых доминируют гранаты и аутигенные пирит и гидроокислы железа; в меньшей мере встречаются магнетит, пикроильменит, хромит и хромдиопсид. По химическим данным исследуемые породы из диатрем НКП принадлежат одному петрохимическому типу кимберлитов, а установленные вариации концентраций петрогенных оксидов связаны с разной интенсивностью протекания постмагматических и гипергенных процессов на разных глубинах месторождения. Зафиксированные неоднородности в геохимическом поле [6] обусловлены степенью вторичного изменения пород, а также спецификой формирования и становления трубки. В постмагматическую и гипергенную стадии произошло существенное изменение кимберлитов с широким (до 90 %) развитием минералов-новообразований, среди которых преобладают серпентин, карбонаты, флогопит и продукты его изменения - хлорит. Вторичные минералы существенно влияют на изменение физико-механических свойств кимберлитов, что отражается на устойчивости качественно-количественных параметров алмазного сырья. Проведенный корреляционный анализ распределения вторичных минералов с потенциальной алмазоносностью кимберлитов показал обратную зависимость содержания слюды, кварца и доломита с концентрацией полезного компонента в изученных месторождениях. Характерными особенностями алмазов из кимберлитов НКП является доминирование прозрачных (или полупрозрачных) индивидов октаэдрического и переходного от октаэдрического к ромбодекаэдрическому габитусов 1 разновидности, при заметном содержании алмазов с оболочкой 1У разновидности. Характерно преобладание однородных кристаллов с розово-сиреневым свечением и двухзонным внутренним строением. В кристаллах алмаза отмечена связь примеси азота с кристалломорфологией, причем наиболее обогащенными этой примесью плоскогранные октаэдры, что приводит к их хрупкости и сравнительно легкому их растрескиванию на разнообразные осколки.

Библиографический список

1. Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н. Минералогия древних россыпей алмазов восточного борта Тунгусской синеклизы // Геология и геофизика. 1987. №-1. С.90-96.
2. Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н. Основные литодинамические типы ореолов индикаторных минералов кимберлитов и обстановки их формирования // Геология рудных месторождений. 1999. Т.41. №-3. С.281-288.

3. *Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Коптиль В.И.* Полигенез алмазов в связи с проблемой коренных россыпей северо-востока Сибирской платформы // Доклады Академии наук. 1998. Т.361. №-3. С.366-369.
4. *Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Логинова А.Н.* Особенности распределения россыпных алмазов, связанных с докембрийскими источниками // Записки Российского минералогического общества. 2009. Т.138. №-2. С.1-13.
5. *Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Тычков С.А.* Проблема алмазоносности Сибирской платформы // Вестник Воронежского госуниверситета. Геология. 2002. №-1. С.19-36.
6. *Василенко В.Б., Зинчук Н.Н., Кузнецова Л.Г.* Геодинамический контроль размещения кимберлитовых полей центральной и северной частей Якутской кимберлитовой провинции (петрохимический аспект) // Вестник Воронежского госуниверситета. Геология. 2000. №-3.(9). С.37-55.
7. *Зинчук Н.Н.* Особенности состава и распределения слюдястых образований в кимберлитовых породах Якутии // Известия ВУЗов. Геология и разведка. 1991. №-7. С.58-66.
8. *Зинчук Н.Н.* Сравнительная характеристика вещественного состава коры выветривания кимберлитовых пород Сибирской и Восточно-Европейской платформ // Геология и геофизика. 1992. №-7. С.99-109.
9. *Зинчук Н.Н., Борис Е.И., Яныгин Ю.Б.* Особенности минерации алмаза в древних осадочных толщах (на примере верхнепалеозойских отложений Сибирской платформы). М.: МПТ. 2004. 172 с.
10. *Зинчук Н.Н., Зуев В.М., Коптиль В.И., Чёрный С.Д.* Стратегия ведения и результаты алмазопроисковых работ // Горный вестник. 1997. №-3. С.53-57.
11. *Зинчук Н.Н., Коптиль В.И., Борис Е.И., Липашиова А.Н.* Типоморфизм алмазов из россыпей Сибирской платформы как основа поисков алмазных месторождений // Руды и металлы. 1999. № 3. С.18-30.
12. *Зинчук Н.Н., Мельник Ю.М., Серенко В.П.* Апокимберлитовые породы // Геология и геофизика. 1987. №-10. С.66-72.
13. *Зинчук Н.Н., Савко А.Д., Крайнов А.В.* Кимберлиты в истории Земли. Труды НИИ геологии ВГУ. – Выпуск 68. – Воронеж : ВГУ. 2013. 99 с.
14. *Квасница В.Н., Зинчук Н.Н., Коптиль В.И.* Типоморфизм микрокристаллов алмаза -М.: Недра. 1999. 224 с.
15. *Котельников Д.Д., Домбровская Ж.В., Зинчук Н.Н.* Основные закономерности выветривания силикатных пород различного химического и минералогического типа // Литология и полезные ископаемые. 1995. №-6. С.594-601.
16. *Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н.* Типоморфные особенности и палеогеографическое значение слюдястых минералов // Известия ВУЗов. Геология и разведка. 1996. №-1. С.53-61.
17. *Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н.* Особенности глинистых минералов в отложениях различных осадочных формаций // Известия ВУЗов. Геология и разведка. 1997. №-2. С.53-63.
18. *Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н.* Условия накопления и постседиментационного преобразования глинистых минералов в отложениях терригенной формации // Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отдел геологический. 2001. Т.76. №-1. С.45-53.
19. *Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н.* Об аномалии общей схемы преобразования разбухающих глинистых минералов при погружении содержащих их отложений в стратиферу // Вестник Воронежского госуниверситета. Серия геология. 2003. №-2. С.57-68.
20. *Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н., Кузьмин В.А.* Морфогенетические разновидности каолинита в корах выветривания и осадочном чехле земной коры. Статья 1. Механизм образования каолинита в корах выветривания различных петро-

- химических типов пород // Известия ВУЗов. Геология и разведка. 2006. №-5. С.19-25.
21. *Мацюк С.С., Зинчук Н.Н.* Оптическая спектроскопия минералов верхней мантии.-М.: Недра. 2001.428 с.
22. *Орлов Ю.Л.* Минералогия алмаза. 2-е изд. М.: Наука. 1984. 264 с.
23. *Харькив А.Д., Зуенко В.В., Зинчук Н.Н., Крючков А.И., Уханов А.В., Богатых М.М.* Петрохимия кимберлитов.-М. Недра. 1991. 304 с.
24. *Хитров В.Г., Зинчук Н.Н., Котельников Д.Д.* Применение кластер-анализа для выяснения закономерностей выветривания пород различного состава // Доклады АН СССР. 1987. Т.296. №-5. С.1228-1233.
25. *Afanas'ev V.P., Zinchuk N.N., Griffin V.L., Natapov L.M., Matuchyan G.A.* Diamond prospects in the Southwestern plinkt of the Tungusk Sineklise // *Geology of ore Deposits.* 2005.Т.47. №-1. P.45-62.
26. *Vasilenko V.B., Kuznetsova L.G., Volkova N.I., Zinchuk N.N., Krasavchikov V.O.* Diamond potential estimation based on Kimberlite major element chemistry // *Jornal of Geochechal Exploration.* 2002. Т.76. №-2. P. 93-112.
27. *Grachanov S.A., Zinchuk N.N., Sobolev N.V.* The age of Predictable primary diamond sources in the Northeastern Siberian platform // *Doklady Eart Sciences.* 2015. Т.465. №-2.P.1297-1301.
28. *Serov I.V., Garanin V.K., Zinchuk N.N., Rotman A.Ya.* Mantle Sources of the kimberlite Vorcanism of the Siberian Platform // *Petrology.* 2001. Т.9. №-6. P.576-588.

ABOUT SPECIFIC CHARACTER AND PRODUCTIVITY OF ENRICHED BY MICAS KIMBERLITES

N.N. Zinchuk, M.N. Zinchuk

nnzinchuk@rambler.ru

Carried out research and general conclusions of available material indicated, that the role of diamondiferous kimberlites decreases in the direction from the center of the Siberian platform and towards its northern territories. In the northern part of the platform alkaline picrites dominate, while in the central diamondiferous regions kimberlites formed in the range of the whole area of diamond stability. Among more than 30 diamondiferous regions of the Siberian platform some contain enriched by micas kimberlites, bright representatives of which are rocks of the Nakyn field diatremes (Botuobinskaya, Nyurbinskaya and body Maiskoje). The rocks of this field pipes belong to one petrochemical type of kimberlites, and the defined concentration variations of petrogenic oxides are related with different intensity of postmagmatic and hypergene processes' occurrence at different depths of diatremes. Sufficient alteration of kimberlites, with broad development of serpentine, carbonates, phlogopite and products of its alteration – chlorite, take place during indicated stages of diatremes formation. Correlation analysis of minerals-neoformations' distribution with potential diamondiferousness of kimberlites indicated inverse relationship of mica, quartz and dolomite grade with concentration of useful component. Prevalence of transparent (or semitransparent) diamonds of octahedral to rhombic dodecahedral habit of variety I is a typical feature of investigated micaceous kimberlites, at noticeable content of crystals with variety IV envelope (cover).

Keywords: Kimberlites, Siberian platform, mineralogy, petrochemistry, diamond and diamondiferousness, secondary minerals, postmagmatic and hypergene processes.

Р.Г. Ибламинов

Пермский государственный национальный
исследовательский университет, г. Пермь

РЕГИОНАЛЬНАЯ ЛИТОЛОГИЯ КАК ОСНОВА ДЕТАЛЬНЫХ ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ И ПРИКЛАДНОЙ ГЕОЛОГИИ

Рассмотрено содержание важного раздела литологии. Показано его значение для выяснения условий формирования осадочных толщ и осадков для восстановления существовавших палеотектонических обстановок региона и климатических условий, значение для инженерной геологии и прогноза полезных ископаемых.

Ключевые слова: литогенез, реконструкция обстановок, полезные ископаемые, инженерная геология.

DOI: 10.17072/chirvinsky.2022.101

Согласно Петрографическому кодексу России [7] Вся совокупность известных в природе горных пород разделяется по определяющим факторам образования на типы: осадочные, магматические, метаморфические и коптогенные.

Наука, изучающая осадочные породы, в России получила наименование «Литология». Первоначально она входила в состав петрографии и именовалась «петрография осадочных пород». Дискуссия по поводу замены длинного названия более коротким активно развернулась в 30-х гг. XX века. Как отмечает В. Г. Кузнецов [4]: «Вряд ли можно говорить о точной дате превращения петрографии осадочных пород в литологию, но одним из важнейших рубежей является 1940 г., когда был опубликован трехтомник Л. В. Пустовалова [8]. Уже на первых страницах книги он определяет науку ее современным термином – «литология».

За рубежом в англоязычной литературе закрепился термин sedimentology, а ведущий научный журнал носит название Sedimentary Petrology. Одна из крупнейших монографий по петрологии, изданная в США под названием «Petrology» [13], содержит одновременно с описанием магматических описание осадочных пород. О. В. Япаскерт [12] в осадочном породообразовании предлагает различать седиментогенез и литогенез.

По нашим представлениям, литология – это раздел науки о

веществе земной коры, изучающий её экзогенные образования, т.е. продукты, возникшие под действием энергии Солнца. В сферу её исследований должны входить коры выветривания, их остаточные и инфильтрационные продукты; современные осадки континентов и океанов; возникшие в результате механо-, химо-, биохимогенеза, осадочные горные породы как продукты преобразования осадков, заключенные в них полезные ископаемые. Мы также считаем целесообразным включение в сферу литологии метаморфических горных пород, во всяком случае, продукты регионального и локального метаморфизма, осадочная природа которых отчётливо может быть установлена, такие как, например, железистые кварциты, мраморы, графитовые породы и т.п.

Современная литология, являясь синтетической наукой, вовлекающей в свой оборот достижения разнообразных естественных наук, сама дифференцируется. В настоящее время в ней намечается несколько разделов. Первые пять разделов: общая, историческая, генетическая, региональная и специальная литология, можно рассматривать как базисные для шестого раздела «прикладная литология» (рис. 1).

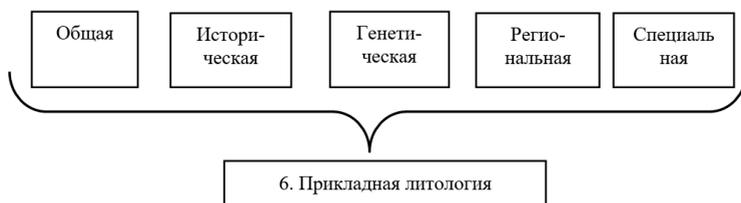


Рис. 1. Разделы литологии

Общая литология рассматривает экзогенные геологические формации типовых геодинамических обстановок земной коры. Для этого она осуществляет формационный анализ экзогенных образований, увязывает его с геолого-структурным анализом и восстанавливает палеотектонические обстановки образования формаций осадочных горных пород.

Историческая литология прослеживает эволюцию состава и строения экзогенных формаций в геологической истории развития земной коры.

Генетическая литология основывается на первых двух разделах. Она изучает исходное вещество осадков, сами осадки, продукты из преобразования – осадочные горные породы. При этом применяются методы наблюдения и описания от нано- до макроуровней, литогеохимические. Она изучает связь типов осадков с палеотектоническими

обстановками, создающими благоприятные физико-химические условия для концентрации экзогенных образований и является основой предварительного прогноза типов осадочных формаций в регионах.

Региональная литология характеризует отдельные провинции (бассейны, суббассейны) распространения экзогенных геологических образований и их составные части с позиций как общей, так и исторической и генетической литологии.

Специальная литология рассматривает закономерности размещения генетических типов какого-либо одного вида осадков и горных пород в различных геодинамических обстановках земной коры на глобальном или региональном уровнях.

Прикладная литология решает проблемы прогноза наличия месторождений полезных ископаемых и является базой для решения инженерно-геологических задач. На основе её данных планируется направление поисковых и разведочных работ, оцениваются инженерно-геологические особенности территорий для промышленного и гражданского строительства. На кафедре минералогии и петрографии Пермского государственного университета разработана магистерская программа «Прикладная литология».

Наиболее тесно с прикладной литологией связана региональная литология. Её значение в геологическом образовании можно охарактеризовать следующими моментами.

1. Дисциплина относится к числу фундаментальных. В ней рассматриваются теоретические проблемы возникновения и размещения различных типов осадков и горных пород в существовавших в регионе геологических обстановках.

2. Усвоение дисциплины позволяет узнать «анатомию» природных экзогенных геологических объектов. Закладывается теоретический базис прикладной литологии, связанной с освоением минеральных ресурсов и инженерной геологией.

3. Всесторонний анализ проблем, связанных с осадочными горными породами и в целом с экзогенными образованиями, помогает формированию цельного естественно-научного мировоззрения, творческого мышления.

Благоприятным объектом для региональных литологических исследований является территория Пермского края, которая в своём развитии претерпела длительную геологическую историю, начиная от архея до кайнозоя. Здесь существовали разнообразные тектонические обстановки древней и молодой платформы, палеозойской складчатой области. Регион находился в самых разнообразных климатических зонах:

ледовой, гумидной, аридной. Перечисленные факторы привели к формированию различных осадочных пород, что позволяет считать Пермский регион благоприятным для исследования типов литогенеза различных тектонических, климатических и временных обстановок.

Выходы пород осадочного чехла на территории края характеризуются общей субмеридиональной зональностью, что характерно для стыка платформенных и складчатых областей. Здесь при движении с запада на восток породы юрского и триасового возрастов сменяются пермскими, каменноугольными, девонскими, силурийскими, ордовикскими и венд-рифейскими. В распределении генетических типов четвертичных отложений по площади Пермского края намечается субширотная зональность, связанная с деятельностью ледника и ролью климата. Это отличает их от распределения дочетвертичных пород, размещение которых характеризуется противоположной зональностью [2].

На этой благоприятной фактологической основе на кафедре минералогии и петрографии Пермского госуниверситета разрабатывается новая учебная дисциплина «Литология Пермского края». Она востребована в современной теоретической и практической сферах исследования территории региона, в том числе при поисках и разведке месторождений нефти и газа, подземных вод, твёрдых литогенных полезных ископаемых, инженерно-геологических изысканиях, оценке экологического состояния геологической среды.

Цель региональной литологии как науки заключается в разработке и совершенствовании теории литогенеза на примере конкретной территории при её детальном анализе. Для достижения сформулированной цели решаются следующие задачи

- документация, обобщение и интерпретация наблюдений природных последовательностей толщ осадков и осадочных пород,
- фациальный и формационный анализ осадочных толщ, увязка разнообразия осадочных пород региона с существовавшими палеотектоническими обстановками,
- выяснение особенностей осадочных пород фундамента, осадочного чехла и покровных современных отложений региона, их взаимодействия,
- выявление места залегания нефтепродуктивных и водоносных толщ и причин их появления,
- прогнозирование наличия полезных ископаемых в осадочной толще и современных отложениях,
- прогнозирование инженерно-геологических свойств отдельных участков региона.

Вопросы образования осадочных горных пород наиболее подробно рассмотрены Н. М. Страховым [10]. В геологической истории прогрессивного литогенеза он выделял четыре стадии. А. М. Кропачев [3] предложил дополнить их двумя регрессивными стадиями.

Таким образом, в геологическом цикле формирования, преобразования и разрушения осадочных горных пород можно выделить шесть последовательных стадий. Стадии прогрессивного литогенеза: седиментогенез, диагенез, катагенез, метагенез; стадии регрессивного литогенеза: ранний гипергенез и поздний гипергенез.

Стадия седиментогенеза подразделяется на три этапа (рис.2): мобилизации вещества, переноса мобилизованного вещества, осадконакопления.

Этапы стадии седиментогенеза	Обстановка	
	континентальная	морская
1. Мобилизация вещества	В коре выветривания и растениях	Преимущественно в виде фитопланктона меньше – зоопланктона
2. Перенос вещества (→)	Поверхностными водами	Морскими течениями (↻)
3. Осадконакопление (↓)	Континентальное	Морское

Рис. 2. Схема процесса седиментогенеза. На континенте мобилизация вещества осуществляется в коре выветривания, перенос – поверхностными водами, осадконакопление происходит в процессе переноса и в конечных водоемах. На море органическое вещество формируется в верхнем слое воды, его перенос осуществляется морскими течениями, осадконакопление происходит вместе с материалом, принесенным с континента

Этап мобилизации вещества, который ещё называют гипергенезом, выветриванием, протекает на суше и на море в близповерхностных условиях, там, где благодаря наличию кислорода преобладают геохимические процессы окисления.

На суше мобилизация вещества происходит в результате выветривания, т.е. химического, физического, биологического разрушения коренных горных пород. Агенты выветривания, главными из которых

являются кислород, вода, живые организмы, разрушают горные породы и тем самым подготавливают исходный материал для переноса и последующего накопления. Наряду с разрушением неорганического вещества происходит мобилизация живого вещества преимущественно в виде растаний, которые накапливают в себе органические соединения.

В морских условиях мобилизация вещества осуществляется главным образом в результате биохимических процессов накопления органических соединений в живом веществе в составе фитопланктона, меньше – зоопланктона, нектона и бентоса. Годовое накопление органического углерода в мировом океане в составе живого вещества по некоторым оценкам составляет несколько миллиардов тонн (35 109 – 75 109 т).

Продуктивность океана в формировании живого вещества различна в его разных частях. Наиболее продуктивны зоны апвеллинга – участки подъема глубоководных течений к поверхности моря, характерные для пассивных окраин континентов (рис. 3). Скорость движения такого восходящего потока мала. Она обычно составляет всего несколько метров в месяц (Гаврилов, 1990).

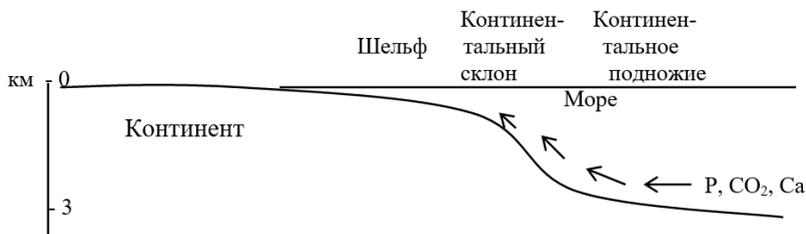


Рис. 3. Принципиальная схема апвеллинга

Вносящиеся к поверхности холодные глубинные воды обогащены фосфором, кальцием и другими элементами, необходимыми для жизнедеятельности организмов. Этим и обуславливается относительно большой объем живого вещества в зонах апвеллинга, располагающихся в прибрежной части океанов.

Преобразование органического вещества отмерших планктонных организмов начинается на месте их существования в эуфотическом слое морской воды. Установлено, что первыми разлагаются белки и углеводы, часть их компонентов растворяется в воде. Затем разлагается целлюлоза, превращающаяся в лигнин. В органическом веществе морской взвеси обнаружены гуминовые и фульвокислоты.

Этап переноса вещества. На континенте мобилизованное для

осадконакопления вещество переносится в основном поверхностными, а также подземными водами. При этом оно может перемещаться механическим путем в виде обломков различного размера и в составе водных растворов. Из водных растворов грунтовых и подземных вод осаждаются инфильтрационные образования. В процессе переноса часть материала осаждается на континенте, образуя склоновые (делювиальные, пролювиальные) аллювиальные, лимнические и другие осадки. Вместе с обломочным неорганическим материалом накапливается и органическое вещество в виде отмерших растений.

В морских условиях можно различать перенос собственного (автохтонного), главным образом органогенного материала, образовавшегося в море, и перенос материала, принесённого с континента (аллохтонного). Перенос осуществляется морскими течениями. Процессы переноса и осадконакопления могут совпадать в пространстве и во времени и сопровождаться разложением минерального и живого вещества.

Этап осадконакопления. На континенте формируются преимущественно терригенные осадки. В составе осадков в условиях гумидного климата присутствуют остатки континентальной растительности, произраставшей главным образом в болотистых условиях. Растения в процессе отмирания, возможного переноса и осадконакопления частично разлагаются, превращаются в сапрпель. Продуктом первичного разложения высших древесных растений является гумус. В дальнейшем при преобразовании древесины образуются гумусовые угли

В море процесс осадконакопления наиболее интенсивно протекает в прибрежной части, там, где происходит смена гидродинамических и физико-химических условий. В зоне перехода от континентальных к собственно океаническим обстановкам по геоморфологическим особенностям выделяют шельф, континентальный склон и континентальное подножие (см. рис. 3).

Особенно интенсивное осадконакопление происходит в тех частях шельфа, к которым примыкают приустьевые части рек. Здесь, по А. П. Лисицыну [6], находится первый (верхний) уровень лавинной седиментации, т.е. сверхбыстрого осадконакопления. Лавинная седиментация обусловлена наличием, во-первых, крупного транспортера материала с континента в виде реки и, во-вторых, совокупности геохимических барьеров в море. Из геохимических барьеров ведущую роль в осадконакоплении играет механический, связанный с резким уменьшением скорости перемещения материала в системе река – море. На этом барьере

выпадают в осадок обломочные частицы, размер которых уменьшается по мере удаления от берега моря. Одновременно осадконакоплению благоприятствует электролитический геохимический барьер, возникающий в связи с повышенной соленостью морской воды. Этот барьер способствует флокуляции коллоидных частиц, в том числе гидроксидов алюминия, железа и марганца, в рыхлые хлопьевидные агрегаты и выпадению их в осадок. Наконец, еще существует биологический барьер – в результате смены экологической обстановки происходит накопление в осадках животных и растительных организмов, обилие которых характерно для вод рассматриваемых территорий. В прибрежной зоне морей, в местах массовой гибели животных организмов накапливаются ракушечники.

На шельфах районов с тропическим климатом распространены рифовые органогенные постройки. В заливах районов с жарким аридным климатом, где отсутствует интенсивный привнос обломочного материала с континентов, преобладают хемогенные осадки карбонатов, сульфатов и солей.

В зоне шельфа осадки органического вещества представляют собой преимущественно осажженный планктон. Из-за низкой плотности планктона его накопление происходит на участках с относительно спокойным гидродинамическим режимом. Такими участками являются эстуарии, лагуны, впадины. На перечисленных участках в первую очередь накапливаются сапропелевые осадки, состоящие из остатков фито- и зоопланктона. Полагают, что именно сапропелевые осадки являются первичным источником нефти. Наряду с сапропелевыми различают гумусовые органические осадки, которые содержат древесные растения. Древесные отложения характерны для прибрежных частей морей с активной циркуляцией воды. В результате первичного разложения древесных растений образуются торф и угли.

На поверхности континентального склона мощность осадков, по сравнению с шельфом, сокращается, преобладают глинистые мелкопесчанистые илы (силты), тонкозернистые пески. В пределах континентального подножия распространены осадки, аналогичные склоновым, но еще более мелкозернистые.

Дифференциация вещества. В процессе выветривания, переноса его материала и осадконакопления происходит дифференциация вещества разрушаемых коренных пород. Минералы особо стойкие к выветриванию, наиболее распространённым из которых является кварц, мигрируют механическим путём и накапливаются в виде терригенного осадка. Разложение алюмосиликатов в результате

гидролиза и гидратации приводит к образованию тонкодисперсных частиц, миграция и накопление которых происходит при значительном участии коллоидов. Оставшиеся в растворе вещества находятся в нём в виде ионов и молекул и мигрируют в составе истинных растворов, из которых и осаждаются. Таким образом, намечается следующий ряд форм нахождения разрушающегося субстрата, его миграции и осаждения: обломочная → коллоидная → хемогенная.

Стадия диагенеза. Процесс диагенеза подразделяют на два этапа: раннего и позднего диагенеза.

В процессе *раннего диагенеза*, как полагает большинство исследователей [1], главную роль в преобразовании осадка и особенно его органической составной части играют микроорганизмы. В течение раннего диагенеза органические вещества растительного происхождения попадают в восстановительные условия среды. Происходит их преобразование в торф с выделением газообразных углеводородов. Неорганические вещества на поверхности осадка вначале попадают в условия господства кислорода и подвергаются окислительному минералообразованию. Возникают конкреции гидроксидов железа, марганца, алюминия (лимонита, псиломелана, бокситов).

На этапе *позднего диагенеза*, протекающего на глубине 20 – 150 м от поверхности осадка и при умеренной температуре 10 – 20 °С, ранее образовавшийся торф превращается в мягкий бурый уголь. Неорганический осадок из верхней зоны окисления опускается в нижнюю зону с восстановительной средой. Металлы приобретают низшую валентность, образуют стяжения и конкреции, например сидерита, родохрозита, марказита, пирита.

Дальнейшее погружение осадочной горной породы в область повышенных температур и давлений приводит к ее постепенному преобразованию на следующей стадии литогенеза – на стадии *катагенеза*. В повышенных термобарических условиях зоны катагенеза интенсифицируются процессы термokatалитической генерации нефтегазовых флюидов. В результате в вертикальном разрезе осадочного чехла образуются чередующиеся зоны, со все увеличивающейся с глубиной интенсивностью протекания процессов катагенеза. По интенсивности преобразования горных пород стадия катагенеза подразделяется на три этапа: протокатагенеза, мезокатагенеза, апокатагенеза. Происходят преобразования и неорганической части осадочной толщи.

Метагенез – стадия дальнейшего преобразования катагенетически изменённых пород под действием повышающихся температур

(200 – 350°C) и давлений (более 200 МПа). Фактически это стадия, пограничная между литогенезом и региональным метаморфизмом. Нефтяники эту стадию называют апокатагенезом. Процесс характерен для складчатых областей. В результате метакатагенеза образуются антрацит, глинистые сланцы, кварцитопесчаники, происходит мраморизация карбонатных пород. При попадании осадочных пород в зону высоких температур и давлений имеет место стадия метаморфизма.

В случае смены тектонических движений опускания осадочного бассейна движениями поднятия осадочные породы попадают в условия пониженных температур и давлений. Начинается регрессивная часть цикла литогенеза, *стадия раннего гипергенеза*. Ранний гипергенез – процесс изменения осадочной горной породы при попадании ее из термодинамических условий нижних подзон катагенеза в верхние и в зону диагенеза. При подъеме и эрозии территории осадочные горные породы вместе с содержащимися в них нефтями и рассолами попадают в зоны распространения застойных подземных вод замедленного водообмена. Здесь происходит взаимодействие флюидов, образовавшихся в катагенетических условиях, с подземными водами, существующими на меньших глубинах.

Глубинные флюиды и нефти характеризуются восстановительной геохимической средой. Это приводит к преобразованию сульфатных вод, содержащих ион $(\text{SO}_4)^{2-}$, в сульфидные с образованием H_2S и скоплений самородной серы. Окисление углеводородов нефти вызывает образование углекислых вод. Нефть подвергается процессу окисления с образованием кислородсодержащих соединений, таких как карбоновые кислоты, фенолы и кетоны.

Изменение состава поровых вод воздействует на твердый субстрат. Происходит коррозия минералов, разуплотнение пород, их кальцитизация, каолинизация.

Цикл формирования и разрушения осадочных горных пород завершается стадией *позднего гипергенеза*, когда попавшие на поверхность осадочные горные породы и содержащиеся в них полезные ископаемые подвергаются процессам выветривания.

Разрушаются не только сами осадочные породы, но и содержащиеся в них жидкие компоненты. Залежи нефти вместе с окружающими горными породами, попадая на поверхность земли, начинают подвергаться воздействию агентов выветривания, прежде всего кислорода и воды. Легкая часть углеводородов нефтей и газы испаряются, а тяжелая высокомолекулярная часть нефтей взаимодействует с кислородом и окисляется. В результате на месте

залежи нефти образуются твердые битумы.

Процессом позднего гипергенеза – выветривания заканчивается цикл литогенеза и начинается новый цикл с его первого этапа – этапа седиментогенеза – и первой стадии – стадии мобилизации вещества.

Уровни строения и распространения экзогенных образований.
Тела экзогенных образований находятся в земной коре и залегают среди разнообразных горных пород. При литологических исследованиях важно определить границы изучаемого тела с соседними. Для этого выполняется анализ свойств, по которым выявляется своеобразие тел. Он включает исследования их структурных и текстурных особенностей, вещественного состава, в т. ч. литолого-палеонтологические, петрографические, минералогические, геохимические. Характеризуется общий облик породы (осадка), по которому можно было бы отличить одну от другой. Облик экзогенных образований в значительной степени определяется условиями их формирования. Таким образом, при наблюдениях решается и обратная задача – по свойствам восстанавливаются условия образования осадка или породы. Подобные исследования называются фаціальным анализом, а их результатом является определение фаціальной принадлежности осадков.

Фація – тело осадка или осадочной горной породы, отличающееся от окружающих образований по совокупности свойств и своеобразию условий формирования. Следовательно, под фацией понимается и характеристика осадочной породы и условия её формирования (природная обстановка) (рис. 4)



Рис. 4. Схема выделения генетических фаций

Литологические фации, расположенные рядом, обычно отличаются друг от друга несущественно. Так, по вещественному составу среди близлежащих прибрежных фаций бывают илистые, песчаные, гравийные и т.п. В таких случаях они могут быть объединены в фациальные комплексы. *Фациальный комплекс* – это естественная одновозрастная совокупность пространственно связанных осадков (горных пород), образовавшихся в близких фациальных условиях. Фациальные комплексы имеют местный уровень распространения (табл. 1). Например, визейский угленосный фациальный комплекс западного склона Урала (УГ C_{1v}) объединяет слои терригенных, карбонатных пород и углей, образовавшихся в единых прибрежно-морских условиях.

Таблица 1

Временная и пространственная таксономия литологии

Иерархия распространения осадочных горных пород	Подразделения			
	временные			пространственные структурно-формационные
	литологические	палеотектонические	продолжительность, млн. лет	
Фация	Стадия минералообразования	Отрезок подстадии	–	Тело горной породы
Фациальный комплекс	Этап минералообразования	Отрезок подстадии	–	Близлежащая совокупность пород
Формация	Литологическая субфаза	Отрезки подстадии	–	Подзона
Ассоциация формаций	Литологическая фаза	Подстадия тектонического цикла	10–20	Зона (пояс, бассейн)
Формационный ряд	Литологический этап	Стадия тектонического цикла (тектонический режим)	50–80	Мегазона (область)
Группа формаций	Литологическая эпоха	Тектонический цикл	150–200	Субпровинция
Серия формаций	Литологическая мегаэпоха	Тектонический мегацикл	500–600	Суперпровинция, провинция

При региональных геологических обобщениях бывает необходимо анализировать совокупности горных пород и фациальных комплексов, объединяя их в геологические формации.

Геологическая формация – это естественная ассоциация горных пород, члены которой тесно парагенетически связаны друг с другом в возрастном и пространственном отношениях [11]. Геологические формации объединяют осадочные горные породы, близкие по возрасту и литологическому составу, образовавшиеся в сходных геологических условиях. Формации могут включать фациальные комплексы. Например, в Западно-Уральской складчатой мегазоне формация терригенная и кор выветривания нижнего-среднего девона (ТКВ $D_1tk-D_2\check{s}$) включает два фациальных комплекса: такатинский терригенный (ТТ D_1tk) и яйвинский карбонатно-терригенный (ЯКТ D_1kv).

При необходимой детализации исследований формации могут быть разделены на *субформации*. Так, спарагмитовая формация верхнего рифея – венда на Западном Урале Ф. А. Курбацкой [5] разделена на три субформации: красноцветную, сероцветную и зеленоцветную (табл. 2).

Формации объединяют в совокупности по литолого-структурному признаку. Так совокупность, называемая как «*ассоциация формаций*» образуется в течение подстадии тектонического цикла. Это может быть или начальная или поздняя подстадия, например спрединоговой стадии цикла.

Ассоциации могут образовывать *формационный ряд* формаций. Ряд формируется в течение стадии тектонического цикла, которая может быть спрединговой или коллизионной.

Формационные ряды слагают *группу формаций* возникающих в течение тектонического цикла Бертрана (каледонского или герцинского и др.). Они могут быть весьма протяжёнными и объёмными, слагая целые складчатые области или их крупные части.

Наиболее крупным объединением формаций является серия. Она включает продукты существования мегацикла Вилсона, например, позднепротерозойско-раннемезозойский.

Времени формирования совокупностей осадков и осадочных пород соответствуют этапы, фазы, эпохи осадконакопления (см. табл. 1).

Формации горных пород вместе с заполняющими их структурами получили название структурно-формационных комплексов. Меньший из них, который заполнен формацией горных пород именуется структурно-формационной *подзоной*.

Комплекс, содержащий ассоциацию формаций (подкласс) называется структурно-формационной *зоной*. Зона в складчатых областях имеет вытянутую в плане форму, поэтому она может именоваться *поясом*, а зона в платформенной области, имеющая изометричную форму в плане именуется *бассейном*.

Породы формационного ряда (класса) имеют региональное распространение. В геологических толщах он объединяет породы крупной структуры высокого порядка (II или III) и образует структурно-формационный блок земной коры, который именуется *мегазоной*.

Таблица 2

Формации осадочных пород структурно-формационных зон Центрально-Уральской мегазоны Среднего Урала (по Ф.А. Курбацкой, с добавлениями)

Зона	Формация	Индекс, возраст	Субформация	Литологический состав
Кваркушко-Каменногорская	Флишоидно-молассоидная	ФМ(V ₂)	–	Чередование аргиллитов, алевролитов и песчаников
	Спарагмитовая	СП (RF ₃ ³⁻ –V ₂ ¹)	Красноцветная СПк(V ₁ –V ₂ ¹)	Песчаники с прослоями алевролитов и аргиллитов
			Сероцветная СПс(RF ₃ ³ –V ₁)	Алевролиты, аргиллиты, песчаники
			Зеленоцветная СПз(RF ₃ ³ –V ₁)	Сланцы, песчаники, базальты, трахибазальты
	Карбостромово-переходно-сланцевая	КПС _{III} (RF ₃ ²)	–	Глинистые сланцы
	Фалаховая	ФЛ _{III} (RF ₃ ²)	–	Кварцитопесчаники
	Карбостромово-переходно-сланцевая	КПС _{II} (R ₃ ¹)	–	Сланцы с прослоями доломитов и известняков
Фалаховая	ФЛ _{II} (RF ₃ ¹)	–	Кварцитопесчаники	
Улсовско-Висимская	Терригенная и кор выветривания	ТКВ (D ₁ tk–D ₂ čs)	–	Песчаники, алевролиты, аргиллиты, известняки
	Вулканогенно-органично-карбонатная	ВОК (S ₂ –D ₁)	Органогенно-карбонатная молассоидная ВОКок (S ₂ –D ₁)	Известняки, доломиты, углистые сланцы
	Карбонатно-вулканогенная терригенная	КТВ (O ₂ –S ₁)	Вулканогенно-карбонатная КТВвнк (O ₂ ² –S ₁)	Известняки, доломиты, мергели, туфы

Формации горных пород мегазоны имеют черты сходства между собой, указывающие на их формирование в условиях одного

тектонического режима. В качестве примера приведем структурно-формационные мегазоны, выделяемые в Уральской части Пермского края. С запада на восток это мегазоны: Предуральская прогиба, Западно-Уральская, Центрально-Уральская, Тагильская [9].

Библиографический список

1. *Баженова О.К., Бурлин Ю.К., Соколов Б.А. Хаин В.Е.* Геология и геохимия нефти и газа: учебник. М.: Изд-во МГУ, 2004. 415 с.
2. *Ибламинов Р.Г., Алванян А.К.* Региональная минерагения общераспространенных полезных ископаемых (на примере Пермского края): монография / Перм. гос. нац. исслед. ун-т. Пермь, 2018. 120 с.
3. *Кропачев А.М.* Геохимические барьеры литогенеза и формирование месторождений полезных ископаемых. Пермь, Перм. гос. ун-т, 1983. 97 с. Деп. ВИНТИ № 2014-83.
4. *Кузнецов В.Г.* Литология. Осадочные горные породы и их изучение: Учеб. пособие для вузов. М.: ООО «Недра-Бизнесцентр», 2007. 511 с.
5. *Курбацкая Ф.А.* К вопросу о методике выделения осадочных формаций Западного Урала и металлогенической оценке их перспективности // Вестник Пермского ун-та. Вып.4. Геология. 1997. С. 27-30.
6. *Лисицын А. П.* Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах. М.: Наука, 1988. 308 с.
7. Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. 200 с.
8. *Пустовалов Л. В.* Петрография осадочных пород. Ч. I – III. М.-Л., Гостоптехиздат, 1940.
9. *Пучков В.Н.* Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: Дизайнполиграфсервис, 2010. 280 с.
10. *Страхов Н.М.* Основы теории литогенеза. Т. I. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 212 с.
11. *Шатский Н.С.* Парагенезисы осадочных и вулканогенных пород и формаций // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1960. № 5. С. 3–23.
12. *Янакурт О.В.* Литология: учебник. М.: Изд. Центр «Академия», 2008. 336 с.
13. *Blatt H., Tracy R.J., Owens B.E.* Petrology. Igneous, Sedimentary, and Metamorphic. 3 edition. New York: W.H. Freeman and Company, 2006. 530 p.

REGIONAL LITHOLOGY AS A BASIS DETAILED PALEOTECTONIC RECONSTRUCTIONS AND APPLIED GEOLOGY

R.G. Iblaminov

riaminov@psu.ru

The content of an important section of lithology is considered. Its significance for elucidating the conditions for the formation of sedimentary strata and sediments for the restoration of the existing paleotectonic conditions of the region and climatic conditions, its significance for engineering geology and the forecast of minerals is shown.

Keywords: lithogenesis, reconstruction of environments, minerals, engineering geology.

УДК 551.44

Ю.А. Килин, И.И. Минькевич, И.Н. Шардаков, П.В. Шутов

Пермский государственный национальный
исследовательский университет, г. Пермь,

ГИДРОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ РАЗВИТИЯ КАРСТА ЧУСОВСКОГО МЫСА В ЗОНЕ ВЛИЯНИЯ ВОДОХРАНИЛИЩА

Территория Чусовского мыса относится к району преимущественно гипсового и карбонатно-гипсового карста. На гидродинамическую и гидрохимическую обстановку большое влияние оказывает Камское водохранилище. Происходит активизация карстовых процессов. Увеличивается мощность переходной гидродинамической зоны, что проявляется в возрастании частоты карстовых провалов. Высокая растворяющая способность поверхностных вод и подземных вод соликамского и иренского водоносных горизонтов кунгурского яруса нижней перми способствовали развитию карстового провала в д. Городище (1991г). Периодические наблюдения за химическим составом подземных и поверхностных вод показали, что химический состав подвержен колебаниям, количество сульфатов возрастает с 1163мг/дм³ (2018г) до 1403мг/дм³ (2021г).

Ключевые слова: карстовый провал, Чусовской мыс, гидродинамические зоны карста, гидрогеохимия сульфатно-карбонатных водоносных горизонтов.

DOI: 10.17072/chirvinsky.2022.116

Территория Чусовского мыса относится к Полазнинскому району преимущественно гипсового и карбонатно-гипсового карста [1]. После строительства плотины в районе существенно изменились гидродинамические и гидрохимические условия т.к. данная территория оказалась в зоне влияния сливной призмы Камского водохранилища (рис.1). По данным гидрологического поста в г. Добрянка абсолютные отметки уреза воды по Камскому водохранилищу составляют: в половодье при 1% обеспеченности – 109,1 м; при нормальном подпорном уровне – 108,5 м; при предельной зимней сработке – 100,0 м. В первые годы после создания водохранилища подпор подземных вод распространился в зону водораздела на расстояние 2-3 км. В настоящее время зона влияния уменьшилась примерно до 500 м (по данным ВерхнекамТИСИЗа).

Зона активного водообмена сложена четвертичными аллювиальными отложениями, обвальными карстовыми неоген-четвертичными образованиями, терригенно-карбонатными породами соликамского



Рис.1. Чусовской мыс

горизонта и сульфатными породами иренского горизонта нижней перми, мощность отложений 100-120м [4]. Соликамский горизонт представлен известняками, мергелями, песчаниками. Мергели светло-серого, коричневого цвета тонкослоистые; известняки светло-серые, светло-коричневые, сильно трещиноватые и кавернозные, иногда заполненные кальцитом; песчаники серые, мелкозернистые на глинисто-карбонатном цементе. Мощность соликамских отложений на участке исследования составляет 35-40м. Под соликамским горизонтом залегает иренский горизонт, представленный карбонатно-сульфатными отложениями мощностью 115-120м.

На участке исследований соликамский горизонт обнажается в виде берегового откоса крутизной 50-70 град. высотой 40-50м, который подвержен процессом физического выветривания, а на урезе воды - абразионным. В подошве склона из обломков коренных пород формируется толща коллювиальных отложений, которые перерабатываются за счет волновой деятельности. Скорость переработки береговых откосов составляет от 0,5 до 1,0м. Уступы Чусовского мыса сформированные после образования водохранилища (1954 г.) имеют трещины бортового отпора, которые ускоряют развитие карста и способствуют разрушению склонов.

Карстующиеся породы исследованного района характеризуются интенсивной трещиноватостью. Преобладающее направление тектонических трещин в обнажениях пород – СВ 50° и СЗ 320°. Эта

генетическая группа трещин играет основную роль в карстообразовании, что подтверждается развитием поверхностных карстовых форм (овраги, цепи воронок, озера).

На участке исследований в д. Городище имеется карстовый провал, образовавшийся в 1991 г. в мергелях соликамского и сульфатных породах иренского горизонтов. Он находится между карстовыми озерами, расположенными по линии СВ 50°. Направление развития подземной части провала - СЗ 325° [5]. Эволюция карстового провала приведена в табл.1. В настоящее время провал засыпан бытовым мусором (Рис.2). Первоначальные размеры карстового провала: длина входного отверстия 2,8м, ширина 1,7м, глубина 27 м. Карстовый провал такой глубины относится по классификации Г.А.Максимовича к карстовой шахте. Заканчивался округлым гротом диаметром 13м и высотой 8м. Стенки провала сложены терригенно-карбонатными породами соликамского горизонта, на дне провала – осыпь, представленная обломками коренных пород.

Таблица 1

Эволюция Городищенского провала (1991 – 2021 гг.)

Дата обследования	Длина, м	Ширина, м	Глубина, м	Скорость отступления стенок, м/год
20.06.1991	2,8	1,7	27	
22.05.1994	3,2	2,5	27	0,2
21.06.2001	11,0	7,0	20	0,9
23.05.2006	16,2	11,6	7	1,0
25.09.2018	16,7	15,2	3*	0,3
08.05.2019	16,7	15,5	3*	0,3
24.05.2021	26,8	20,2	3*	

Примечание: * карстовый провал засыпан бытовым мусором

Предполагаемый первоначальный объем полости, возникшей в сульфатных породах иренского горизонта, составлял 1200 м³. Формирование полости обусловлено высокой растворимостью сульфатных и карбонатных пород иренского горизонта залегающих на глубинах 45-50м [5,6].

Высокая растворяющая способность подземных вод иренского водоносного горизонта и дефицит сульфатонасыщения способствовали развитию карстового провала. Ежегодно в весенний период идет пополнение водохранилища водой до отметок НПУ-108,2м, в зимний период до апреля наоборот идет его сработка до отметок 100,0м. Колебания



Рис. 2. Карстовый провал в 2021 г

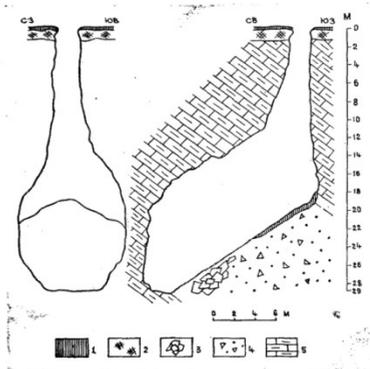


Рис.3. Схематический разрез провала в д. Городище в 1991 г

воды в 8,0м создают условия для интенсивного водообмена. В весенний период происходит внедрение камских вод в береговые отложения, что приводит к растворению карстующихся пород, насыщению их сульфатом кальция за счет длительного стояния камской воды в береговых отложениях, а в зимний период при понижении уровня воды в водохранилище идет обратный поток, происходит разгрузка предельно насыщенных вод. Такая гидродинамическая система создает условия для интенсивного развития карста. Кроме этого уровни воды в летний период также подвержены значительным колебаниям, это связано со сбросами воды для выработки электроэнергии и при интенсивных ливневых дождях, колебание может составлять 4-5м. Участок исследований является уникальным объектом, ширина Чусовского мыса по линии описанного карстового повала от р. Камы до р. Чусовой составляет 600м, т.е. воды водохранилища интенсивно выщелачивают залегающие в основании гипсы под всей рассматриваемой территорией. Описанный карстовый провал является предвестником катастрофических провалов на данном участке.

Сотрудниками кафедры динамической геологии и гидрогеологии ПГНИУ проведен отбор подземных и поверхностных вод в районе провала. Отобраны пробы из родников в д. Городище и пос. Пальники, карстового озера-болота, эксплуатационной гидрогеологической скважины (табл. 2).

На участке исследований соликамский водоносный горизонт маломощный до 2-3м залегает спорадически на водоупорных аргиллитах и глубинах 10-15м; по отношению к иренскому водоносному горизонту он является подвешенным. Иренский горизонт залегает на глубинах

45-50м. Между подошвой соликамского слабоводоносного горизонта и иренского горизонта 35м. Воды родников приуроченных к соликамскому горизонту $\text{HCO}_3 - \text{SO}_4 - \text{Ca}$ с минерализацией от 0,505 до 0,582 г/дм³. Дебит родника в д.Городище составляет 0,02л/сек, дебит родника в д.Пальники - 1,5 л/сек.

Иренский водоносный горизонт приурочен к закарстованным гипсоангидритам верхней лунежской пачки; вода из эксплуатационной скважины в д.Городище с глубины 50,0м имеет $\text{SO}_4 - \text{HCO}_3 - \text{Ca}$ состав и минерализацию до 2,369 г/дм³. По химическим анализам 2018 и 2021гг. состав ее стабилен по сульфатам (1389 – 1403 мг/дм³), нестабилен по магнию (2,79-37,1 мг/дм³), отмечено повышенное содержание NO_3 , до 20,2 мг/дм³(табл.2).

Таблица 2

Химический состав поверхностных и подземных вод

Показатели/ номера проб	Родник у церкви			Озеро-болото д.Городище			Скважина д.Городище			Родник д.Пальники		
	2018г		2021г	2018г		2021г	2018г		2021г	2018г		2021г
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
HCO_3^- , мг/ дм ³	286	203	254	265	64	135	275	266	257	337	291	296
SO_4^{2-} , мг/дм ³	27	23,7	24,2	1163	47,4	30,2	1389	1392	1403	43,2	39,4	44,7
Cl ⁻ , мг/дм ³	12,8	10,9	9,48	16,9	4,1	8,15	15,6	10,8	19,4	4,3	3,27	4,5
NO_3^- , мг/дм ³	15,5	19,7	12,5	0,2	0,2	0,52	20,2	18,3	20,4	7,71	6,05	8,45
Ca^+ , мг/дм ³	97,6	76,9	92,1	451	32	43,9	545	579	558	105,3	91,5	99,7
Mg^+ , мг/дм ³	5,6	3,83	5,51	36,7	2,79	5,71	37,1	2,79	36,1	10,6	8,7	10,1
Na^+ , мг/дм ³	4,4	2,98	3,79	9,5	1,29	3,74	8,8	1,29	6,47	4,4	3,82	4,17
K^+ , мг/дм ³	0,5	0,5	<0,5	8,5	10,4	13,6	1,2	10,4	<0,5	0,6	0,5	0,65
NH_4^+ , мг/ дм ³	0,5	0,5	<0,5	0,5	0,5	<0,5	0,5	0,5	<0,5	0,5	0,5	<0,5
Минерализация мг/дм ³	505	349	401	2049	167	240	2360	2287	2300	582	451	468

Примечание: Пробы № 1,4,7,10 отобраны осенью: пробы № 2,3,5,6,8,9,11,12 отобраны весной.

Образование озера-болота в д.Гродище также связано с карстом, оно образовалось на дне карстовой депрессии субширотного простирания длиной 145 м шириной 40 м. Открытое зеркало воды имеет размер 25х10м; депрессия заросла болотной растительностью; озеро на 40% покрыто сплавиной. Питание озера происходит за счет атмосферных осадков. Вода озера-болота по химическому составу на осень 2018г имеет $\text{SO}_4 - \text{HCO}_3 - \text{Ca}$ состав с минерализацией 2,049 г/дм³, на весну 2018г и весну 2021г – $\text{HCO}_3 - \text{SO}_4 - \text{Ca}$ с минерализацией до 167 мг/дм³. Существенная разница в гидрохимии воды весенних и осенних анализов объясняется большим количеством пресной воды весной и недостатком ее осенью, вода из озера в течении лета испаряется, кроме этого она загрязняется бытовым стоками расположенных рядом домовладений. По химическому составу все пробы воды, даже с высокой степенью минерализации агрессивны к гипсам и ангидритам, дефицит насыщения сульфатом кальция в среднем составляет 1,71г/дм³.

Выводы. Развитие карста наиболее активно происходит на контактах пород различного литологического состава, в данном случае песчано-мергелистой и гипсоангидритовой толщ. При этом гидрокарбонатные воды сменяются сульфатными.

Вследствие влияния агрессивных пресных вод Камского водохранилища, карстовый процесс активизируется, что снижает степень устойчивости закарстованной территории. Плотность карстовых воронок на водоразделах в районе Чусовского мыса составляет 10-20 шт.км².

Химический состав подземных вод иренского горизонта в гипсоангидритовых массивах довольно резко изменяется как во времени, так и в пространстве, но в зоне постоянного водонасыщения он остается практически стабильным. Изменяется иногда только минерализация. Изучение изменения минерализации, химического состава трещинно-карстовых вод, их агрессивности по отношению к растворимой горной породе позволит прогнозировать развитие, как поверхностных, так и подземных полостей.

Особенно интенсивно процесс растворения происходит в условиях переменного подпора вод водохранилища (сливная призма) и идет насыщение массива пресными поверхностными агрессивными водами.

Наряду с интенсивным развитием карста происходит метаморфизация подземных вод (увеличивается их минерализация, жёсткость, наблюдается повышенное содержание нитратов).

В карстовой котловине Чусовского мыса образовалось озеро-болото с водой повышенной минерализации и высоким содержанием сульфатов, что указывает на техногенное загрязнение вод озера.

Библиографический список

1. Горбунова К.А., Андрейчук В.Н., Костарев В.П., Максимович Н.Г. Карст и пещеры Пермской области. Пермь, 1992. - 200 с.
2. Килин Ю.А., Минькевич И.И. Карст Чусовского мыса Камского водохранилища. Пермь, 2006. С. 91-94.
3. Минькевич И.И., Килин Ю.А., Кашеварова А.А., Ждакаев В.И. Эколого-гидрогеологическая характеристика Чусовского мыса Камского водохранилища // Сергеевские чтения. Эколого-экономический баланс природопользования в горнопромышленных регионах. Перм. гос. нац. исслед. ун-т- Пермь, 2019.-Вып.21. С.454-459.
4. Печеркин И.А. Геодинамика побережий Камских водохранилищ. Часть II. Геологические процессы. Пермь, 1969. - 308 с.
5. Тюрина И.М., Минькевич И.И., Пономарев А.Б. Условия развития карстового провала на Чусовской стрелке Камского водохранилища//Карстовые провалы: Тез. докл. юбил. конф. посвящ. 80-летию В.С. Лукина. Екатеринбург, 1994. С. 86-87
6. Тюрина И.М., Минькевич И.И., Килин Ю.А., Баталов А.С. Условия развития карста Чусовского мыса Камского водохранилища//Гидрогеология и карстование: Межвуз. сб.науч.тр./Пермь, ун-т. –Пермь, 2006.-Вып.16. С.253-258.

HYDROCHEMICAL RESEARCH OF THE DEVELOPMENT OF KARST IN THE CHUSOVSKY CAPE IN THE AREA OF INFLUENCE OF THE RESERVOIR

Y.A. Kilin, I.I. Minkevich, I.N. Shardakov, P.V. Shutov

iks-org@mail.ru

The territory of the Chusovsky Cape belongs to the area of mainly gypsum and carbonate-gypsum karst. The Kama reservoir has a great influence on the hydrodynamic and hydrochemical situation. Karst processes are becoming more active. The thickness of the transitional hydrodynamic zone increases, which is manifested in an increase in the frequency of karst sinkholes. The high dissolving capacity of surface waters and groundwaters of the solikamsk and iren aquifers of the kungurian stage of the lower permian contributed to the development of a karst sinkhole in the village of Gorodishche (1991). Periodic observations of the chemical composition of groundwater and surface waters showed that the chemical composition is subject to fluctuations, the amount of sulfates increases from 1163mg / dm³ (2018) to 1403mg / dm³ (2021).

Keywords: karst depression, Chusovskay cape, hydrodynamic karst zones, hydrogeochemistry of sulfate-carbonate aquifers.

Н.С. Ковальчук, Т.Г. Шумилова
ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар

МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ СПЕЦИФИКА ЧЕРНЫХ СЛАНЦЕВ ОКРУЖЕНИЯ ЯЙЮСКОГО МАГМАТИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА, ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ

Приводятся результаты исследований минералого-геохимических особенностей черных сланцев окружения Яйюского магматического комплекса (Полярный Урал). Установлены надкларковые содержания Li, Be, Ba, Ti, Mn, Zr, Rb, Sc, Cs, P, Nb, Ta, Th и РЗЭ. Диагностированы минералы редких и редкоземельных элементов, обнаружена собственная форма нахождения серебра – $AsAg_2Te$ (предположительно гессит). Определены металлогенические особенности углеродистых отложений, претерпевших гидротермальные процессы в зоне контакта с магматическими породами. Делается вывод о возможном обнаружении коренного золота в связи с гидротермальными изменениями черных сланцев района.

Ключевые слова: черные сланцы, Яйюский магматический комплекс, Полярный Урал.

DOI: 10.17072/chirvinsky.2022.123

Углеродистые сланцы в разных частях мира могут нести крупные месторождения благородных металлов, углеродного сырья и других полезных ископаемых. Изучение геохимии, металлогенетической специализации, условий формирования углеродистых толщ, в связи с освоением Арктической территории России, имеет большое научное и прикладное значение.

Изучены палеозойские черносланцевые толщи грубеинской (O_1) и няньворгинской свит (D_3-C_1), представленные кремнисто-глинистыми, углисто-известковисто-кремнистыми сланцами и фтанитами в окружении Яйюского магматического комплекса ($v, \delta, \gamma \delta, \gamma C_3 - Pj$) в верхнем течении р. Яйю и в ее притоках (Полярный Урал) с применением современных методов исследований для выявления возможной мобилизации, переотложения и концентрирования рудного вещества в условиях интенсивной гидротермальной переработки. Опробование толщ проводилось по профилю – от приконтактной зоны с магматическими породами с выходом в незатронутые преобразованиями черные сланцы. Методом шлихового анализа опробованы аллювиальные отложения рек и их притоков в окружении Яйюского магматического комплекса на выявление

благороднометальной минерализации.

Черносланцевые толщи в районе Яйюского магматического комплекса по данным ICP-MS (ЦКП, ИГ КарНЦ РАН, г. Петрозаводск) относительно кларковых содержаний элементов в черных терригенных сланцах [5] обогащены литофильными элементами Li, Be, Ba, Ti, Mn, Zr, Rb, Sc, Cs, P, Nb, Ta, Th и РЗЭ [1]. В алевросланцах экзоконтактовой зоны установлен надкларковый уровень для следующих элементов: Ti до 6742 г/т, Mn до 1238 г/т, Ba до 870 г/т, Zr до 199 г/т, Rb до 173 г/т, Sr до 101 г/т, Li до 60.67 г/т, Co до 23.27 г/т, Ga до 23.26 г/т, Sc до 23.07 г/т, Nb до 21.63 г/т, Th до 14.92 г/т, Cs до 8.77 г/т, Be до 3.32 г/т, Te до 3.20 г/т, Eu до 1.73 г/т, Ta до 1.19 г/т и РЗЭ (ΣРЗЭ 135–233 г/т). Кремнисто-глинистые сланцы на границе с тектоническим контактом и на удалении от выходов магматических пород в основном имеют околосланцевые содержания все элементов, лишь содержания Ti (до 6533 г/т), Ba (до 1456 г/т), V (до 392 г/т), Zr (до 163 г/т), Cs (до 7.36 г/т) и Sb (до 6.29 г/т) имеют надкларковый уровень. При этом значительные вариации отношений La/Yb (7–20), Ce/Lu (90–260) и содержания иттрия (1–50 г/т), вероятно, связаны со спецификой перераспределения вещества в процессе гидротермальных изменений. Исключения составляют рыхлые черные сланцы, отличающиеся резко повышенными содержаниями P (до 18810 г/т), Ba (до 1141 г/т), Rb (до 123 г/т), Y (до 50.25 г/т), Be (до 3.60 г/т), U (до 14.26 г/т), Th (до 10.24 г/т), Eu (до 2.28 г/т) и РЗЭ (ΣРЗЭ до 327 г/т). Распределение редких и редкоземельных элементов в черных сланцах показано на рисунке. В целом характер кривых распределения редких и редкоземельных элементов близок, спектры имеют четкие Sr-, Y-, Zr- минимумы и Rb-, Ba-, U- максимумы и характеризуются преимущественным накоплением легких лантаноидов при слабом фракционировании тяжелых РЗЭ с заметным Eu-минимумом. При этом, алевросланцы грубеинской свиты в зоне экзоконтакта с интрузией и рыхлые черные сланцы грубеинской свиты (р. Елец) относительно кларков черных сланцев отличаются повышенными содержаниями РЗЭ (рис.).

Черные сланцы окружения Яйюского магматического комплекса имеют слоистую текстуру, структура алевролитовая, пелитоморфная. Содержание органического углерода ($C_{орг.}$) в породе составляет 0.01–6.63% (в среднем 1%). В черных сланцах интенсивно проявлена жильная кварцевая минерализация, пиритизация и редкоземельная минерализация.

Главными породообразующими минералами являются кварц, мусковит и хлорит, второстепенными – альбит, эпидот и кальцит. Сульфидная минерализация представлена чаще всего пиритом,

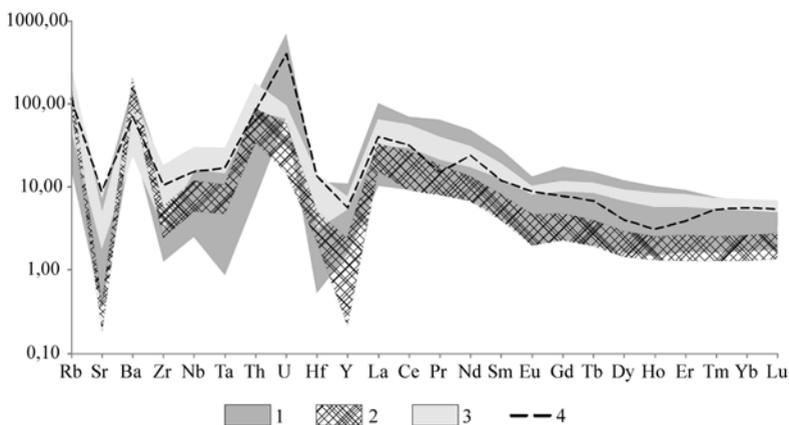


Рис. Распределение редких и редкоземельных элементов в черных сланцах окружения Яйюского магматического комплекса: 1 – поле черных сланцев и фтанитов грубеинской свиты, р. Елец; 2 – поле глинисто-кремнистых сланцев и фтанитов няньворгинской свиты в зоне тектонического контакта; 3 – поле алевросланцев и филлитовидных сланцев грубеинской свиты в зоне экзоконтакта с интрузией; 4 – кларк терригенных черных сланцев [5]. Концентрации элементов нормализованы по примитивной мантии [6].

халькопиритом, реже пирротинном. В результате микрозондового изучения пород была установлена редкоземельная минерализация, представленная монацитом, алланитом и ксенотимом. В качестве акцессорных минералов диагностированы апатит, циркон, титанит, рутил и барит. В апатите встречены микровключения торита. В углеродистых сланцах в зоне горячего контакта с прорывающей интрузией установлена собственная форма нахождения серебра – AsAg_2Te (предположительно гессит). В алевросланцах непосредственно в экзоконтактовой зоне отмечена микропрожилковая рудная минерализация Ni-Cu-Co-Ce-Mn состава.

Методом атомно-абсорбционной спектрофотометрии (Аналитический центр Дальневосточного геологического института ДВО РАН, г. Владивосток) установлено, что содержание Au в углеродистых сланцах района может достигать 80 мг/т (при среднем 18 мг/т), содержание Ag, как правило, не превышает 0.5 г/т, в единичных случаях составляет 0.8 г/т.

В результате шлихового опробования аллювиальных отложений рек и в их притоках окружения Яйюского магматического комплекса установлены единичные знаки видимого золота, размером 0.1–0.4 мм,

удлиненной формы со сглаженными выступами и торцевыми валиками по краям. На поверхности золота отмечается пластинчатое строение с отпечатками других минералов и следами механических повреждений. Химический состав золота с поверхности неоднородный, отмечается постоянное присутствие серебра (Ag 1.53–12.08 мас. %), в качестве включений диагностированы примазки алюмосиликатов и гидрослюд.

Как правило, золоторудные месторождения сухоложского типа не обнаруживают видимой пространственной связи с интрузивными образованиями. Тем не менее, под крупными золоторудными месторождениями (Сухой Лог, Мурунтау, Кумтор, Даугызтау) установлено наличие гранитоидных интрузий под рудными телами [4]. Углеродистые сланцы при такой интерпретации являются главным образом субстратом, в котором происходит мобилизация и осаждение из магматических пород рудных компонентов [2; 3].

Анализ исследованных черносланцевых пород окружения Яйюского магматического комплекса показал, что в этом объекте присутствуют все главные поисковые признаки на золото. Во-первых, имеется наличие горячих контактов углеродистых толщ с интрузией с проявлением гидротермальных преобразований черных сланцев, выражающиеся в интенсивно проявившейся жильной минерализации, пиритизации и формировании обильной редкоземельной минерализации. Во-вторых, в углеродистых сланцах установлены повышенные содержания золота (до 60–80 мг/т), в-третьих, в аллювии рек выявлены ореолы россыпного золота. При этом, повышенные концентрации золота в алевросланцах на контакте с интрузией можно объяснить суммарным эффектом исходного кларка Au черных сланцев с наложенной гидротермальной минерализацией за счет магматических источников. На основе проведенных исследований можно предположить возможность обнаружения в черных сланцах района проявления коренного золота черносланцевого типа.

Авторы выражают благодарность С. А. Светову и Е. М. Тронникову за помощь в проведении аналитических работ.

Работа выполнена при финансовой поддержке НИР ГР № АААА-А17-117121270036-7.

Библиографический список

1. Ковальчук Н.С., Шумилова Т.Г., Светов С.А. Минералого-геохимические особенности черных сланцев окружения Яйюского магматического комплекса (Полярный Урал) // Минералогия, 2020. Т. 6, № 4. С. 68–81.
2. Кряжев С.Г. Генетические модели и критерии прогноза золоторудных месторождений в углеродисто-терригенных комплексах. Автореферат дис.... доктора геолого-минералогических наук: 25.00.11. Москва, 2017. 52 с.
3. Лавёров Н.П., Лишневский Э.Н., Дистлер В.В., Чернов А.А. Модель рудно-

- магматической системы золото-платинового месторождения Сухой Лог (Восточная Сибирь, Россия) // Докл. РАН, 2000. Т. 375, № 5. С. 652–656.
4. Пак Н.Т. Крупные месторождения золота в черносланцевых толщах Тянь-Шаня // Рудогенез: сб. науч. ст. / УрО РАН. Миасс; Екатеринбург, 2008. С. 169–171.
5. Юдович Я. Э., Кетрис М. П. Элементы-примеси в черных сланцах. Екатеринбург: УИФ Наука, 1994. 304 с.
6. McDonough W.F. and Sun S.S. The composition of the Earth // *Chemical Geology*, 1995. V. 120. P. 223–253.

ORE-BEARING POTENTIAL OF BLACK SHALES FROM THE
YAYUSKY MAGMATIC COMPLEX FRAMING, POLAR URALS

N. S. Kovalchuk, T. G. Shumilova

kovalchuk@geo.komisc.ru

We present the results of study of mineralogical and geochemical features of black shales from the framing of the Yayusky magmatic complex (Polar Urals). The upper-clark contents of Li, Be, Ba, Ti, Mn, Zr, Rb, Sc, Cs, P, Nb, Ta, Th, and REE were revealed. Rare metal and rare-earth minerals were diagnosed, and the silver mineral form was found – AsAg₂Te (presumably hessite). The metallogenic features of carbonaceous sediments affected by hydrothermal processes in the contact zone with igneous rocks were determined. The conclusion is made about the possible discovery of origin gold in connection with hydrothermal mineralisation the black shale of the region.

Keywords: black shales, Yayusky magmatic complex, Polar Urals.

С.Б. Коврижных

Пермский государственный национальный
исследовательский университет, г. Пермь

ЭВОЛЮЦИЯ ГИДРОСЕТИ КАК ФАКТОР ФОРМИРОВАНИЯ РОССЫПЕЙ ЗОЛОТА В ПРЕДЕЛАХ ВИШЕРСКО-ВИСИМСКОЙ ДЕПРЕССИИ НА ЗАПАДНОМ УРАЛЕ

Рассмотрена краткая история россыпеобразования и закономерности формирования речных долин в мезозое и кайнозое. Эволюция гидросети, ее заложение по ослабленным рудоносным зонам определяет закономерности положения россыпей золота на Западном Урале. Образование золотоносных россыпей в пределах структурно-эрозионной депрессии обусловлены источниками золота, условиями их разрушения, эрозионным врезом речных долин по зонам надвига в пределах Вишерско-Висимской депрессии. Выделены пять типов потенциально продуктивных россыпей золота в зависимости от отношения эрозионного вреза речных долин и золотоносного зловия.

Ключевые слова: золотоносная россыпь, россыпеобразование, Западный Урал.

DOI: 10.17072/chirvinsky.2022.128

Актуальность работы обусловлена давно назревшей необходимостью понимания связи эволюции гидросети и формирования золотоносных россыпей. Требуется привести все данные об эволюции гидросети Урала к единой форме.

В тектоническом отношении все известные россыпные месторождения и россыпепроявления золота на территории Пермского края приурочены к наиболее активным крупным блокам земной коры. Основная доля россыпей золота связана с Вишерско-Висимской и Чусовской структурно-эрозионными депрессиями.

История россыпеобразования Урала связана с разными причинами [3], в том числе и с эволюцией гидросети (рис. 1). В процессе формирования россыпных месторождений происходило не только высвобождение металла из коренных источников, но и его неоднократное переотложение и концентрирование в благоприятных геолого-геоморфологических условиях, восстановление и укрупнение золотоносных фаз из рудоносных растворов в экзогенных условиях. В мезозой-кайнозойской истории развития Урала выделяется ряд тектоно-климатических

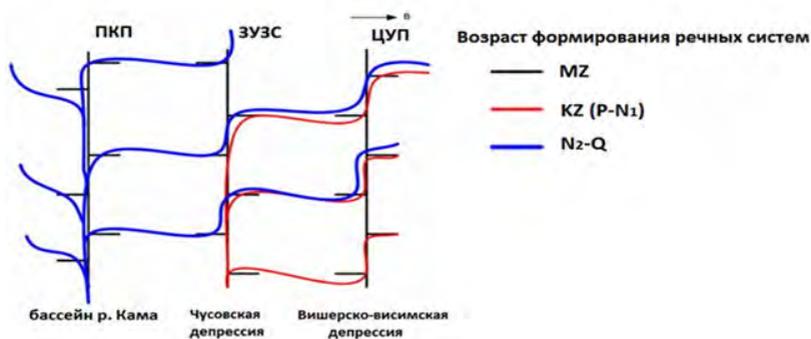


Рис. 1 Схема формирования речной сети Западного склона Урала (по Наумову и др., 2008).

этапов, связанных с механическим высвобождением золота [4] и восстановлением золотоносных фаз металлического золота на геохимических барьерах. Они характеризуются своеобразным сочетанием климатических условий и тектонической обстановки, положением зон размыва и гидрогеологическими условиями. Для каждого из этапов характерно своеобразие протекания россыпеобразующих процессов, свой набор генетических и морфологических разновидностей россыпей, определенные закономерности их пространственного размещения.

В раннем мезозое (триас) процесс эрозионно-денудационной деятельности существенно преобладал над темпом химического выветривания. Высвобождение полезного компонента из коренных пород было неполное.

В позднем мезозое при тектонической стабилизации территории, при благоприятном гумидном климате, происходило интенсивное корообразование с весьма совершенной механической осадочной дифференциацией. Образовавшиеся при этом россыпи связаны, в первую очередь, с аллювиальными процессами.

В условиях интенсивного химического выветривания для выработки эрозионных сетей наиболее благоприятны литологически ослабленные зоны. Распределение таких зон подчинено меридионально вытянутым зонам, параллельным герцинским структурам Урала, поэтому позднемезозойская речная сеть также имела меридиональную ориентировку (продольные долины).

Развитие речной сети начинается в осевой зоне Урала. Здесь скапливаются водные массы и текут в направлении север-юг в зависимости от уклона складчатой системы. Плоскостной смыс с бортов вновь

формирующейся реки происходит в зонах ослабленных тектоническими нарушениями. При этом значительная доля материала выносится именно из ослабленных зон, подверженных тектоническим нарушениям участков поперечных долин рек, то есть здесь формируются поперечные долины, которые несут свои воды в основную долину продольного типа.

В результате формируется разветвленная речная сеть параллельно-продольного прямоугольного типа, где основной поток – это продольные долины, а притоки поперечные долины по отношению к линейной складчатости Урала. В результате эрозии и усиления процессов разрушения поперечные долины образуют речной перехват водной массы. Реки меняют свое направление. Долины рек секли депрессии и образовывали продольный и поперечный речные перехваты. Воды из основной реки находят путь в пределах этого речного перехвата (рис.2).

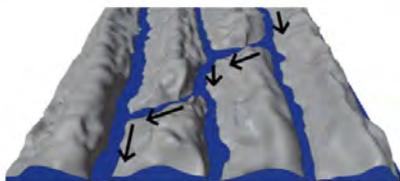


Рис. 2. Механизм развития речного перехвата поперечных долин.

Сформированные структурно-эрозионные депрессии заполнялись позднемезозойскими терригенными комплексами генетического ряда от элювия до аллювия и консервировали в себе комплексные золото-платиновые россыпи. Из-за значительной продолжительности этих процессов мезозойские эрозионно-структурные депрессии аккумулировали значительное количество высвобожденного металла.

В кайнозое, особенно в плиоцен-четвертичное время, в результате эволюции речной сети и речного перехвата формировались поперечные (по отношению к Уралу) долины [1]. В процессе размыва мезозойских отложений, происходило переотложение полезных компонентов и накопление их в молодых толщах палеоген-неоген-четвертичного возраста, часто с образованием промышленных россыпей. Данный период на западном склоне Среднего Урала характеризуется перестройкой речной сети, это выразилось в эрозионном врезе речных долин, происходившем на фоне периодически возобновлявшихся блоковых движений (рис.3).

Коренные источники золота расположены в пределах площадной зоны надвига, представляющей сегодня слабо перемешанный элювий на западном борту депрессии.

На участках сопряжения зоны надвига с поперечными разломами образованы коры выветривания. За период консервации золотоносных

комплексов рудоносной зоны она преобразовалась в сильно глинистые коры выветривания.

На участках, где эрозионный врез проработал рудоносную зону надвига, произошла дифференциация материала и высвобождение золота из коренных источников, выделены территории развития потенциальных россыпей золота [2]. В зависимости от отношения эрозионного вреза речных долин и степени переработки золотоносной рудоносной площади (элювия зоны надвига) можно разделить их на пять типов:

Тип А - потенциальные продольные россыпи в днище долины и на западном борту депрессии. Речные долины, заложенные в мезозойский этап, ориентированы продольно вдоль Урала. Это связано с их приуроченностью к структурно-эрозионной депрессии. Образовавшаяся в западном Урале на поверхности выравнивания золотоносная кора выветривания подвергалась размыву. В результате этого Вишерско-Висимская депрессия стала местом сосредоточения золотых и платиновых россыпей (приток р. Койвы р. Кырма, р. Северная, притоки р. Тыпыл).

Тип Б – россыпи поперечных долин относительно складчатой системы Урала. Речные перехваты, образованные в кайнозойский этап в результате тектонического поднятия базиса эрозии и формирования палеогеновой поверхности выравнивания, пересекают и эродируют зону надвига, поворачивают под углом близким к 90°, весь элювий вследствие этого выносятся на восток, происходит эрозия верхней части надвига (притоки р. Усьва, р. Верхняя Койва, притоки р. Косьва, р. Тискос).

Тип В – потенциальные золотоносные россыпи поперечных долин, связаны с эрозией элювия зоны надвига, сопряженные с Вишерско-Висимской депрессией. Речные долины, образовавшие поперечные перехваты в результате эрозионного вреза, происходившего на фоне периодически возобновлявшихся блоковых движений, имеют субширотную ориентировку. Их заложение произошло в верхнем неогене (р.

■

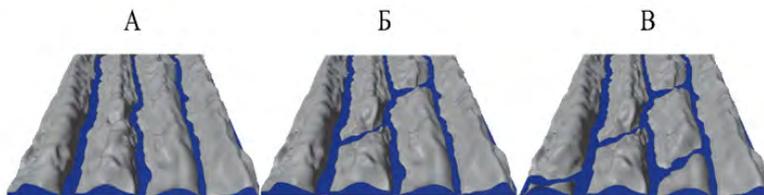


Рис. 3 Модель эволюции речной сети: А) позднемезозойская речная сеть Б) палеоген-неогеновая речная сеть, В) четвертичная речная сеть.

Перша, р. Северная Рассоха).

Тип А+Б – продольные и поперечные, эродирующие зону надвига (притоки р. Тыпыл)

Тип А+В – продольные и поперечные, связанные с эрозией элювия надвига (р. Перша).

Таким образом, структурно-тектоническое положение, геологические условия развития речных долин, их эволюция, типы речных систем формируют «структурно-вещественный каркас», в пределах которого создаются условия для накопления россыпей золота.

Библиографический список

1. Наумов В.А., Коврижных С.Б. Основные черты формирования золотоносных россыпей на западном склоне Среднего Урала // Вестник Пермского университета. Геология. Т. 17. №2. 2018. С. 164-170.
2. Наумов В.А., Коврижных С.Б. Формирование россыпей золота на западном Урале в связи с закономерностями развития гидросети // Россыпи и месторождения кор выветривания XXI века: задачи, проблемы, решения. Материалы XVI Международного совещания по геологии россыпей и месторождений кор выветривания. Воронеж, 2021. С. 121-123.
3. Наумов В.А., Логутов Б.Б., Хронусов В.В. «Россыпи» золота Вишерско-Висимской депрессии – эродированный элювий зоны надвига // Стратегия развития минерально-сырьевого комплекса Приволжского и Южного федеральных округов на 2009 и последующие годы. Саратов, 2008. С. 89-90.
4. Сигов А.П. Металлогения мезозоя и кайнозоя Урала. М.: Недра, 1969. 269 с.

EVOLUTION OF THE HYDRAULIC NETWORK AS A FACTOR IN THE FORMATION OF GOLD PLACERS WITHIN THE VISHER-VISIM DEPRESSION IN THE WESTERN URALS

S.B. Kovrizhnykh

svetlanakovrizhnykh@mail.ru

A brief history of placer formation and patterns of formation of river valleys in the Mesozoic and Cenozoic are considered. The evolution of the hydraulic network, its inception along weakened ore-bearing zones determines the patterns of the position of gold placers in the Western Urals. The formation of gold-bearing placers within the structural-erosion depression is due to the sources of gold, the conditions of their destruction, the erosional incision of river valleys along thrust zones within the Vishe-Visim depression. Five types of potentially productive gold placers have been identified, depending on the ratio of the erosional incision of river valleys and gold-bearing eluvium.

Keywords: gold-bearing, placer formation, Western Urals.

И.С. Копылов

Пермский государственный национальный
исследовательский университет, г. Пермь

БИТУМИНОЛОГИЧЕСКИЕ ПОКАЗАТЕЛИ ПЕРСПЕКТИВ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ НА ЗАПАДЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Проведены комплексные геохимические исследования на западе Сибирской платформы в бассейне р. Подкаменной Тунгуски. По битуминологическим показателям в терригенно-карбонатных породах средне-верхнекембрийского и ордовикского возраста зоны гипергенеза установлено 62 аномалии. В структурно-тектоническом отношении 38 битуминологических аномалий приурочены к локальным положительным структурам, которые могут считаться перспективными для поисков нефти и газа.

Ключевые слова: нефтегазопроисковая геохимия, битуминология, битуминологические показатели, аномалии, геологические структуры, Байкитская антеклиз, Тунгусский бассейн.

DOI: 10.17072/chirvinsky.2022.133

Теоретическое обоснование битуминологических критериев.

Геохимические поиски нефтегазовых залежей выполняются с помощью комплекса методов, среди которых ведущее место занимает битуминология [1, с.3]. Битуминологические показатели относятся к прямым показателям нефтегазоносности. В результате миграции нефтяных компонентов от залежи в приповерхностных отложениях формируются геохимические поля, характеризующиеся наличием двух составляющих – фоновой и аномальной, обнаружение и разделение которых является главной задачей нефтегазопроисковой битуминологии [2, 9]. При этом, аномалия унаследованно сохраняет черты вещественного состава нефти и имеет локализованный характер.

Рассматриваемая территория – Байкитская антеклиз (БА) имеет хорошие условия для проведения битуминологических исследований. Как считает О.В. Барташевич [1], здесь, при седиментации континентально-лагунных средне-верхнекембрийских отложений были крайне неблагоприятные условия для накопления и захоронения ОВ, а слабое воздействие катагенеза для его преобразования. Сформировавшееся сингенетичное поле характеризуется чрезвычайно низким содержанием $C_{орг}$.

(до 0,1%), фоновыми концентрациями битуминозного вещества (до тысячных долей %), в хлороформном экстракте которого не более 5% масел, 3-4% асфальтенов и до 90-95% приходится на смолистые соединения [1]. Темп поступления эпигенетических углеводородов (УВ) опережает темп их окисления на контакте с атмосферой. При таких условиях можно четко дифференцировать эпигенетические и сингенетические поля концентрации (ПК).

Методика и результаты битуминологических исследований.

Для характеристики битумного поля на Байкитской антеклизе (бассейн р. Подкаменной Тунгуски) в разные годы (с 1965 г.) проводились битумные съемки попутно и в комплексе со структурно-поисковыми работами, битуминологическое опробование при структурно-колонковом и глубоком бурении, и в общем комплексе с геохимическими поисками нефти и газа. Всего на БА отобрано около 9000 проб коренных пород по площади и 1400 проб по керну структурно-колонковых скважин. При этом 97% опробования было выполнено Северной ГПП ГПП «Енисейнефтегазгеология», в составе которой автор проводил исследования в период с 1982 по 1997 гг. в качестве отв. исполнителя геохимических работ. На Юрубченской площади, в последствие было открыто крупнейшее в Восточной Сибири Юрубчено-Тохомское нефтегазовое месторождение [3-7].

Для разреза осадочного чехла в пределах БА характерно широкое колебание значений хлороформных битумоидов (ХБА). Содержание ХБА в породах эвенкийской, оленчиминской, ангарской свит изменяется от 0,00000 до 0,32% на породу, при этом отмечается тенденция увеличения средних содержаний ХБА с глубиной. Однако, увеличение средних содержаний ХБА происходит по-видимому до уровня бельской свиты, а ниже идет их уменьшение. Так, по данным Ю.А. Жуковина и К.П. Байбародских (1973ф) для территории юго-запада Сибирской платформы, средние содержания битумоидов по люминисцентному анализу в отложениях ангарской, булайской, бельской, усольской свит составляют соответственно 0,02 %, 0,12 %, 0,03 %, 0,02 %, а в отложениях рифея и венда фиксируется наименьшее среднее количество битумоидов – до 0,001%.

Преобладающими аккумулялирующими ХБА свойствами обладают карбонатные породы – доломиты и известняки, вместе с тем, среди терригенных пород – алевролитов, песчаников, а также среди солей встречаются трещиноватые разности с повышенным битумонасыщением. Средние содержания ХБА в карбонатных породах наиболее высокие, в эвенкийской, оленчиминской и ангарской свитах они составляют соответственно:

0,0545%, 0,0409% и 0,0553%. Средние содержания ХБА в терригенных породах в этих же свитах составляют соответственно: 0,0117%, 0,0075 % и 0,0144%. Среднее содержание ХБА в солях ангарской свиты составляет 00196%.

Проведенные геохимические исследования в структурно-колонковых и глубоких скважинах однозначно свидетельствуют, что в эвенкийских и ангарских свитах отсутствуют отложения, ОВ которых могли бы стать источником генерации углеводородов. Вместе с тем, на Оморинской, Манкурской, Юрубченской площадях, как в эвенкийской, так и преимущественно в ангарской свитах в горизонтах карбонатных пород формируются аномальные поля, фиксируемые по высокой газо- и битумонасыщенности. Этот факт дал основание использовать ангарскую свиту в качестве реперного геохимического объекта при выполнении поисковых работ и для заключения о миграционном генезисе аномалий, источником которых, вероятнее всего являются залежи (Барташевич, Бобылев, Васильев и др., 1985ф). Однако, в виду существующей редкой сети скважин с геохимическим опробованием и дорогостоящих работ по бурению современных скважин, выделение геохимических аномалий по битуминологическим показателям по площади по опорным горизонтам ангарской свиты трудно осуществимо и практически не реально.

Проведенные многолетние геохимические исследования по поверхностным битуминологическим съемкам показывают, что в эвенкийских отложениях приповерхностных горизонтов также формируются аномалии с высокими концентрациями ХБА. Средние же содержания ХБА в породах эвенкийской и ангарской свит в пределах БА имеют близкие значения, а по сравнению с Катангской седловиной на порядок выше последних. Поэтому, делается вывод о возможности использования пород эвенкийской свиты (также и ордовикских отложений) в качестве реперного геохимического объекта, не уступающим по качеству ангарской свите. Последнее дает возможность применения битумной съемки в качестве одного из надежных и эффективных методов геохимических поисков в производственном варианте (что практически уже выполнено на большей части БА). Ниже анализируются данные Северной ГПП по 8693 люминесцентно-битуминологическим анализам по поверхностной битумной съемке.

При формировании битумных аномалий по площади, определяющими факторами являются: положение нефтегазовой залежи в разрезе, характер структурно-тектонического плана, литологический состав отложений [2].

Для оценки влияния литологического фактора на распределение

битумоидов, пробы разбраковывались на три группы: терригенные (песчаники, алевролиты, аргиллиты) – 1910 проб; карбонатные (известняки, доломиты, мергели) – 5272 проб; изверженные и метаморфические (долериты, диабазы, роговики, скарны) – 171 проб. Частотный график распределения битумоидов во всех группах показывает бимодальное распределение. График показывает, что карбонаты – более благоприятная среда для накопления битумоидов. Однако, принципиально характер распределения в различных типах пород не изменяется. Обе моды имеют одинаковые значения 0 и 2,5 эт. (эталон), поэтому аномальные эталоны будут одинаковыми независимо от литологического фактора.

Для выяснения возрастного фактора на битуминозность пород проводился дисперсионный анализ проб, разбракованных по 12 стратиграфическим уровням ($E_{2-3}ev_1$ - $E_{2-3}ol$ – 305 проб, $E_{2-3}ev_2$ – 2520 проб, E_3ev_3 – 1051 проб, O_1pr – 870 проб, O_1cn – 445 проб, O_1bk – 286 проб, O_2kr – 119 проб, O_2mn – 180 проб, O_3dl – 1051 проб, $S_{1-2}D_{1-2}$ – 320 проб, C_1 – 61 проб, βT_1 – 137 проб). Как показывает график распределения битумоидов, возраст вмещающих пород оказывает незначительное влияние на их распределение в зоне гипергенеза. Это выражается тем, что наиболее благоприятной средой для накопления битумоидов являются наиболее древние отложения. Однако, при общем бимодальном распределении всех возрастных групп установлены одинаковые моды 0 и 2,5 эт. (за исключением силурийских отложений, где моды 0 и 3,5 эт.), поэтому возрастной фактор не играет существенной роли для установления аномалийных характеристик ПК по битумоидам.

В результате статистической обработки для пород зоны гипергенеза БА по 8693 анализам, установлен общий региональный фон битуминозности пород, равный 0,0-3,0 эт. или 0,0000-0,0025% на породу ($x=1,5$; $s=1,5$ эт.). При этом в центральной части БА он выше в 1,5-2 раза и составляет 1,5-4,5 эт. ($x=3,0$; $s=1,5$ эт.); в северо-западной части БА фон составляет 0,0-2,6 эт. ($x=1,3$; $s=1,3$ эт.); а в юго-восточной части БА фон составляет 0,1-2,3 эт. ($x=1,2$; $s=1,1$ эт.). Обобщенная кривая частотных распределений эталонов ХБА может быть расчленена на две совокупности. Первая из них охватывает 87% и имеет центром распределения эталон 2,0 (0,0012% на породу). Вторая совокупность охватывает группу значений около 13% и имеет центром распределения эталон 4,5 (0,0075% на породу). Предполагается, что первая совокупность является отражением сингенетичной битуминозности пород, а вторая совокупность характеризует эпигенетичное обогащение.

Таким образом, на БА установлено 985 аномальных точек (при 7708 фоновых) с эталонами 5,0-10,0, с содержанием ХБА 0,0100-0,3200 %

на породу. По этим данным выделено 62 аномалии (не считая одиночных точек), картируемых 3-101 аномальными точками ($> x+s$) с площадями 10-1177 км². Статистическая оценка аномалий по критерию Стьюдента определяет достоверность и надежность их выделения. Коэффициент гетерогенности ПК ϕ при $g = 0,05$ составляет 1,2-11,0. Контрастность аномальных полей относительно нормальных составляет 1,2-18,5. Характеристика двадцати наиболее перспективных аномалий по ХБА в породах зоны гипергенеза БА приведена в табл. 1

При выделении битумных аномалий, одним из надежных признаков нахождения залежи является качественный состав битумов в их пределах (Флоровская, 1957ф). Поэтому, в основу диагностики битумных аномалий, генетически связанных с залежами, положен их качественный состав. Для характеристики качественного состава битумов использовался коэффициент битуминозности пород (β) и отношение хлороформенного битумоида к спиртобензольному (ХБА/СБА). Оба коэффициента характеризуют степень обновленности битумов за счет подтоков углеводородных газов (УВГ) с глубины. Как указывают О.В.Барташевич, Л.М.Зорькин и др. [2], изменения в балансе ОВ, вызванные притоком миграционных компонентов залежи, приводят к резкому повышению битумоидного коэффициента, составляющего 30-50% и более. Коэффициент битуминозности определялся по формуле: $\beta = \text{ХБА}/\text{ОВ} \times 100\%$ и изменяется в пределах БА от 0 до 100%, в среднем 20,7%. Коэффициент ХБА/СБА составляет по всей площади в среднем 0,9. Средние значения этих коэффициентов по ПКА равны соответственно 41,2 и 2,9 т.е. имеют позитивные характеристики для прогноза залежей.

Приуроченность битуминологических аномалий к локальным поднятиям. В структурно-тектоническом отношении 38 аномалий имеют приуроченность к 36 локальным положительным структурам с повышенной геодинамической активностью: Сосновскому, Косвинскому, Верхне-Терянскому поднятиям, Гурьевскому, Желобовскому, Верхнеапрелкинскому, Эгстаканскому, Куромбинскому, Биракчанскому, Комнинскому, Усть-Талаканскому, Юрубченскому, Нижнеюрубченскому, Нижнетохомскому, Судийскому, Платоновскому, Онокскому, Хоркичскому, Талаконскому куполам; Лыжнинской, Оленчиминской, Тахрадинской, Мукуйской, Вайвидотканской, Верхнетохомской, Нирунгинской, Кривотангинской, Ядильской, Мадринской, Терянской брахиантиклиналям; Поляковской, Намакарской, Типинской плакантиклиналям; Чапинскому, Тунгинскому структурным носам; Зелингдуконскому горсту, повышая их перспективность. Другие аномалии приурочены к ослабленным зонам прогибов и моноклиналей, связаны с геоактивными зонами [8, 10].

Таблица 1

Характеристика битуминологических аномалий (по ХБА)

№ п/п	Местоположение	Площадь, км ²	Контрастность	Среднее, № эталона		Структурно-тектоническая приуроченность
				ПКА	ПК	
1	р.Гурьевская	23	17,0	5,1	0,3	Гурьевский купол
2	рр.Вельмо, Чапа, Куромба	140	14,3	5,4	0,4	Чапинский структур. нос
3	р. Куромба (сред. течение)	55	5,6	4,5	0,8	Куромбинский купол
4	рр.Еннгида, Сосновка	77	3,9	4,7	1,2	Сосновское поднятие
5	р.Вельмо (сред. течение)	1177	3,1	4,9	1,6	Комнинский купол и др.
6	р.Оленчимо	390	2,1	5,8	2,7	Оленчиминская брахиантик.
7	р.Тохомо (верховье)	31	1,7	5,2	3,1	Верхнетохомская брахиантик.
8	рр.Тохомо, Оморо	24	1,8	4,9	2,7	Зелингдуконский горст
9	р.Юрубчен	537	1,8	5,1	2,8	Юрубченский купол
10	рр.Н.Делингдэ-кэн, Вэдрыше	63	1,7	5,2	3,1	Судийский купол, сев. часть
11	рр.Камо, Бурускон	45	2,2	5,5	2,4	Судийский купол, юж. часть
12	р.Камо (верховье)	88	2,3	5,5	2,4	Нирунгнинская брахиантик.
13	р.Тохомо (низовье)	72	1,2	5,3	4,2	Нижнетохомский купол
14	рр.Кривотанга, Вэдрыше	352	1,3	5,2	4,1	Кривотангинская брахиантик.
15	р.Чавичина	376	1,3	5,4	4,2	Моноклиналь
16	рр.Камо, Намакар	368	1,2	5,2	4,4	Намакарская плакантиклин.
17	рр.Камо, Ниж. Мадра	212	1,4	5,2	3,9	Мадринская брахиантик.
18	рр.Каменка, Платонова	28	1,9	5,5	2,9	Платоновский купол
19	р.Онок (верх.)	20	2,1	4,9	2,4	Онокский купол
20	рр.Иркинеева, Талакон	56	2,3	5,0	2,2	Талаконский купол

В центральной части БА, как уже отмечено выше фон битуминозности пород самый высокий, при этом, практически все битуминологические аномалии находятся в пределах локальных поднятий, некоторые из них уже подтверждены нефтегазовыми залежами (на Нижнеюрбченском, Нижнетохомском куполах и Намакарской плакантиклинали), которые были открыты позднее геохимических исследований. В юго-западных районах БА наибольший практический интерес представляет битуминологическая аномалия в пределах Нирунггинской брахиантиклинали, закартированная по 17 точкам ($\varphi=4,9$) на площади 88 км². В более северных районах БА обращает на себя внимание аномалийная зона по 101 точкам повышенной битуминозности ($\varphi=10,7$), расположенная в западной части Камовского свода на площади 1177 км². В ее пределы попадают Поляковская плакантиклиналь, Комнинский купол, Мукуйская и Вайвидинская брахиантиклинали. Западнее ее расположена крупная битуминологическая аномалия по 30 точкам на площади 390 км² в пределах Оленчиминской брахиантиклинали. Наибольший интерес в северо-западной части БА, как локальный перспективный участок представляет битуминологическая аномалия по 25 точкам ($\varphi=5,9$), расположенная в верховье р. Еннгоды Вельминской в пределах Сосновского поднятия. Значения коэффициента битуминозности $\beta = 31,7$ и коэффициента ХБА/СБА = 1,8 диагностирует эту аномалию, как связанную с залежью, подтверждая аналогичный прогноз по УВГ показателям.

Заключение. По результатам комплексных геохимических исследований в пределах Байкитской антеклизы, по битуминологическим показателям установлено 62 аномалии. Наибольший интерес представляют 38 аномалии, приуроченные к локальным положительным структурам. Многие из них пространственно совпадают с гидрогазобиохимическими аномалиями [3-7], повышая перспективы обнаружения УВ. В пределах аномалий на Нижнеюрбченском и Нижнетохомском куполах установлена промышленная нефтегазоносность, другие структуры еще не разбурены.

Библиографический список

1. *Барташевич О.В.* Нефтегазописковая битуминология. М.: Недра, 1984. 244с.
2. Геохимические методы поисков нефтяных и газовых месторождений / О.В.Барташевич, Л.М.Зорькин и др. М.: Недра. 1984. 300 с.
3. *Копылов И.С.* Биогеохимические показатели, аномалии и их нефтегеологическое значение (Тунгусский бассейн) // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. 2021. № 24. С. 106-112.
4. *Копылов И.С.* Геохимические критерии нефтегазоносности на западе Сибирской платформы // Геология и полезные ископаемые Западного Урала. 2017. № 17. С. 91-96.

5. *Копылов И.С.* Геоэкология нефтегазоносных районов юго-запада Сибирской платформы. Пермь: Перм. гос. нац. иссл. ун-т. 2013. 166 с.
6. *Копылов И.С.* Поиски нефти и газа на основе методов АКГИ и ГПНГ // В сборнике: Новые направления нефтегазовой геологии и геохимии. Развитие геологоразведочных работ. 2017. С. 178-186.
7. *Копылов И.С.* Структурно-гидрогеологический анализ Камовского свода Сибирской платформы // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. 2018. № 21. С. 395-401.
8. *Копылов И.С., Козлов С.В.* Неотектоническая модель нефтидогенеза и минерогеническая роль геодинамических активных зон // Вестник Пермского университета. Геология. 2014. № 1 (22). С. 78-88.
9. *Стадник Е.В.* Новые прямые методы геохимических поисков нефти и газа. М.: ВНИИОЭНГ, 1984. 52 с.
10. *Тихонов А.И., Копылов И.С.* Явление поступления глубинных вод из земных недр и их роль в развитии Земли. Вестник Пермского университета. Геология. 2014. № 4 (25). С. 43-55.

BITUMINOLOGICAL INDICATORS PROSPECTS OF OIL
AND GAS POTENTIAL IN THE WESTERN OF THE SIBERIAN
PLATFORM

I.S. Kopylov

georif@yandex.ru

Comprehensive geochemical studies were carried out in the west of the Siberian platform in the basin of the river. Podkamennaya Tunguska. According to the bituminological indicators in the terrigenous-carbonate rocks of the Middle-Upper Cambrian and Ordovician age of the hypergenesis zone, 62 anomalies were established. In structural and tectonic terms, 38 bituminological anomalies are confined to local positive structures, which can be considered promising for oil and gas exploration.

Keywords: oil and gas prospecting geochemistry, bituminology, bituminological indicators, anomalies, geological structures, Baikit antecline, Tunguska basin.

И.С. Копылов

Пермский государственный национальный
исследовательский университет, г. Пермь

ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПОКАЗАТЕЛИ ЗОНЫ ГИПЕРГЕНЕЗА ТУНГУССКОГО БАССЕЙНА И ИХ НЕФТЕГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

Проведены геохимические и гидрогеологические нефтегазопроисследовательские исследования на западе Сибирской платформы в бассейне р. Подкаменной Тунгуски, где изучено 6 тыс. источников подземных вод и водотоков. Основными информативными гидрогеохимическими показателями в Тунгусском бассейне в верхней гидродинамической зоне являются: тип вод, характер минерализации, содержание хлоридов, сульфатов, брома, йода, некоторых органических веществ и микроэлементов, а также показатель метаморфизации воды. Установлено 150 гидрогеохимических аномалий, приуроченных в основном к геодинамическим активным зонам. В целом, все изученные гидрогеохимические показатели указывают на хорошую закрытость глубоких горизонтов и благоприятную обстановку для сохранности залежей в недрах локальных положительных структур.

Ключевые слова: нефтегазопроисследовательская геохимия и гидрогеология, гидрогеохимические показатели, аномалии, Байкитская антеклиза, Тунгусский бассейн.

DOI: 10.17072/chirvinsky.2022.141

Введение. Геохимические и гидрогеологические методы широко применяются при поисках и разведке нефтегазовых месторождений в России и за рубежом. Геохимические поиски нефти и газа (ГПНГ), вошедшие в геологическую литературу под названием «прямых геохимических поисков» - это часть комплекса геолого-разведочных работ, направленных на выявление и оценку перспектив нефтегазоносности; они основаны на изучении пространственных закономерностей полей концентраций химических элементов и соединений, главным образом УВГ, в верхних горизонтах осадочного чехла [7], имеют своей конечной целью оценку продуктивности конкретных структур или площадей.

Основными информативными гидрогеохимическими показателями перспектив нефтегазоносности и условий формирования нефти и газа на западе Сибирской платформы в Тунгусском бассейне в верхней гидродинамической зоне являются: тип вод, характер минерализации, содержание Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- , NH_4^+ , Br^+ , I^- , показатели ОВ, геохимические коэффициенты [1].

Методика, материал, изученность. Геохимические и гидрогеологические нефтегазопроисследовательские исследования на Байкитской антеклизе (БА) проводятся с середины шестидесятых годов. Северной партией ГПП «Енисейнефтегазгеология» (где автор был ответственным исполнителем гидрогеологических и геохимических работ) и другими организациями на региональном и прогнозно-рекогносцировочном уровне (геохимические съемки, отвечающие масштабу 1:200 000-1:500 000) изучена площадь более 80 000 км² [3-5]. За период тридцатилетних гидрогеохимических исследований изучено более 3000 источников подземных вод и 3000 поверхностных водотоков (не считая режимных пунктов), при этом выполнено более 6000 общих (сокращенных) и 1000 полных химических анализов, около 1000 спектральных анализов. Из всего количества анализов для дальнейшей характеристики гидрогеохимических показателей отобрано 1149 родников и 2227 водотоков. Кроме того, использованы определения индикаторных компонентов непосредственно на водопунктах (более 15 000 точек). Объектами опробования являлись подземные - грунтовые и пластовые воды родников и редких скважин, а также поверхностные воды (ручьи, реки) в меженный период.

Тип вод (солевой состав) и минерализация являются наиболее общим гидрогеохимическим показателем условий водообмена. Для характеристики солевого состава применялась классификация В.А.Сулина (1948), в которой выделяются четыре генетических типа вод: сульфатно-натриевый, гидрокарбонатно-натриевый, хлор-магниевый и хлор-кальциевый. Как правило, нефтяные и газовые залежи ассоциируются с Cl-Ca и гидрокарбонатными, реже Cl-Mg водами, характеризующиеся самой различной минерализацией [1, 9]. Однако на территории БА этот вопрос изучен слабо.

По данным геохимических работ Северной ГПП [4] гидрохимический фон БА в целом составляют воды HCO₃-Na (55,7%) и менее распространенные воды Cl-Mg типа (27,4%), но которые имеют преимущественное распространение в центральной части БА, где уже выявлены нефтегазовые залежи. Воды SO₄-Na типа развиты в меньшей степени (14,1%) и имеют мозаичный характер, а воды Cl-Ca типа распространены локально (2,8%), имеют точечный характер. Если рассматривать подземные и поверхностные воды отдельно, то в первой группе незначительно увеличивается процент Cl-Mg и SO₄-Na типов, а во второй группе - HCO₃-Na и Cl-Ca типов.

Подземные и поверхностные воды БА в основном пресные, реже солоноватые с минерализацией 0,01-12,1 г/л. Очаги разгрузки

солончатых вод встречаются локально практически по всей территории БА, особенно часто в центральной и западной ее частях. Распределение минерализации в природных водах в основном согласуется с рельефом и зависит от стратиграфической принадлежности водовмещающих отложений. Наблюдается четкая дифференциация минерализации с увеличением ее в наиболее древних отложениях. Конфигурация изоминер в основном близка к конфигурации гидроизогипс. Участки с изоминерами 0,10 г/л можно условно считать областью питания, участки с изоминерами 0,20 г/л – областью транзита, участки с изоминерами 0,30 г/л и более – областью разгрузки подземных вод. Величина минерализации 0,30 г/л для БА является границей вод с преимущественно метеогенным и смешанным питанием (аналогично для вод четвертичных и коренных отложений по степени минерализации - 0,30 г/л и по содержанию хлоридов – 0,30 мг-экв/л). Эта граница подтверждена полевыми наблюдениями на водопунктах (литологией, гидрометрией, термометрией). Участки с изоминерами 0,40 - 0,50 г/л и более приурочены к наиболее ослабленным в тектоническом отношении участкам и ориентированы по долинам крупных рек.

Природные воды БА обладают низкой степенью метаморфизма. Коэффициент метаморфизации $r \text{ Na/Cl}$ изменяется от 0,1 до 43,8. Среднее его значение 2,4 свидетельствует о преобладающем инфильтрационном питании. В наиболее древних нижнеэвенкийских отложениях, среднее его значение в водах снижается до 1,2.

Гидрокарбонатность (HCO_3^-). Среди анионного состава преобладающим компонентом является гидрокарбонат-ион, определяющий химический состав воды. Содержание его в пределах БА 0,1-8,3, в среднем 3,4 мг-экв/л. Наблюдается прямая линейная зависимость гидрокарбонат-иона от минерализации, что характерно для природных вод покровных горизонтов запада Сибирской платформы.

Сульфатность (SO_4^{2-}). Среди анионного состава сульфат-ион в целом занимает промежуточное положение между гидрокарбонатами и хлоридами; однако при этом, в низкоминерализованных водах в процентном отношении сульфатов содержится меньше, чем хлоридов, а в водах с повышенной минерализацией (особенно в ниже- и среднеэвенкийских отложениях), сульфаты нередко выходят на первое место. Содержание сульфат-иона в пределах БА 0,0-22,4, в среднем 0,6 мг-экв/л. Коэффициент сульфатности $r \text{ SO}_4/\text{Cl}$ в целом по площади колеблется от 0,0 до 26,5, в среднем 3,7.

Хлоридность (Cl^-). Содержание хлоридов в водах БА изменяется в широких пределах от 0,04 до 189,6, в среднем 0,24 мг-экв/л (при

исключении ураганных значений). Известны отдельные восходящие источники с минерализацией до 106 г/л и содержанием хлор-иона до 1645 мг-экв/л (по данным ВСЕГЕИ, 1958ф и Туруханской ГП, 1974ф), однако более поздние исследования этих участков отмечают более низкие содержания компонентов. Повышенная хлоридность является показателем связи вод покровных горизонтов с водами глубоких горизонтов. Для БА по 7300 определениям хлор-иона статистической обработкой установлен региональный фон его распределения, равный 0,04-0,44 мг-экв/л. По содержанию хлор-иона более 0,64 мг-экв/л ($>x+2s$), на гидрогеохимической карте БА [4] выделено более 150 аномалий, которые в основном располагаются в пределах участков с изоминерами 0,50 г/л и приурочены в основном к геодинамическим активным зонам обусловленными неотектоническими движениями, участкам повышенной тектонической трещиноватости пород локальных положительных структурам. Наиболее крупные аномалии расположены в центральной части БА – в долинах рек: Куюмбы, Верхней и Нижней Мадры, верховья Чавичины, низовья Камо и Тохомо, Талакан, Нирунгны, верховья Юрубчен; в восточной части БА – в среднем течении р.Тайги, в долине р.Подкам. Тунгуски (п.Сользавод); в западной части – в среднем течении р.Вельмо, в долинах рек: Оленчимо, Чапы, Вайвиды, в устье р.Тахрадэ и др. [2, 4].

Показатели органического вещества (ОВ). Содержание аммония (NH_4^+) в природных водах территории изменяется от 0,0 до 4,0, в среднем невысокое - 0,2 мг/л. Содержание свободной углекислоты ($\text{CO}_2^{\text{своб}}$) изменяется в больших пределах от 0,0 до 220,0, в среднем 10,5 мг/л. В центральной части БА средние значения этих показателей меньше: соответственно 0,13 и 7,8 мг/л. Общее содержание ОВ, определяемое по перманганатной окисляемости ($\text{O}_2^{\text{перм}}$) находится в пределах 0,0-30,4, в среднем 7,1 мг/л. По сравнению со средними величинами для вод зоны гипергенеза области развития ММП [10] они несколько ниже. Увеличение содержаний NH_4^+ , $\text{CO}_2^{\text{своб}}$ и $\text{O}_2^{\text{перм}}$ в группах поверхностных вод и ПВ четвертичных отложений указывает на преимущественно гипергенный источник генерации ОВ.

Распределение растворенного органического вещества (РОВ) в подземных и поверхностных водах изучалось в центральной части БА, на эталонном участке Юрубченского месторождения [4] - в бассейнах рек Юрубчена, нижнего течения рек Камо и Тохомо. В 112 пробах выполнено определение РОВ весовым методом, определение ароматических углеводов (бензола и толуола) методом газожидкостной хроматографии, в отдельных пробах выполнена инфрокрасная спектроскопия для определения качественного состава ОВ. Содержание РОВ в

водах района изменяется от 0,0 до 0,57, в среднем 0,19 мг/л. РОВ представлено в основном маслами и незначительно парафинами и диагностировано, как органика поверхностного растительного происхождения. Содержание бензола и толуола очень низкие. Толуол не установлен, бензол зафиксирован лишь в двух пробах – 0,048 и 0,007 мг/л.

Микрокомпоненты (Br^+ I^- B^{*})** имеют повышенные содержания в природных водах БА, как в подземных, так и в поверхностных. Средние их содержания значительно превышают кларковые по Сибирской платформе [10]. Это свидетельствует о наличии фильтрации в верхнюю гидросферу подземных вод из солевого водоносного этажа. Участки с повышенными содержаниями брома, бора и йода хорошо пространственно коррелируются с аномалиями по хлор-иону. По отношению к участкам известных залежей и прогнозируемым нефтегазовым участкам по распределению этих компонентов можно отметить значительное повышение их содержания и особенно брома в районе Юрубчено-Тохомского месторождения на участках с повышенной геодинамической активностью, обусловленной неотектонической деятельностью [6, 8]. Как считают Л.М.Зорькин, М.И.Суббота, Е.В.Стадник [1], повышенные содержания йода в подземных водах должны рассматриваться, как благоприятный признак нефтегазообразования, а высокие содержания брома и бора - как показатель наличия условий, благоприятных для сохранности залежей УВ.

Редкие и рассеянные элементы. В природных водах БА микроэлементы имеют концентрации, варьирующие в широких пределах. Средние содержания Li, Al, U ниже кларковых значений для области развития мерзлых пород. Средние содержания Cr, Cu, Ni, Rb превышают кларковые значения, но не достигают промышленных концентраций. Содержание Co в некоторых пробах имеет промышленные концентрации, превышающие ПДК в 2-9 раз. В долине р. Сыгаро установлена аномалия по трем источникам с содержанием кобальта 0,6-0,9 мг/л. Обращает внимание высокая концентрация в водах Ti, Ba, Sr в целом и других микроэлементов в отдельных точках. Распределение микроэлементов по площади сложное и не подчиняется строгой закономерности.

Анализируя изменение химического состава природных вод верхней гидросферы во времени, необходимо отметить, что в естественных природных условиях, в однотипных гидрогеологических и гидрологических режимах, солевой состав изменяется незначительно т.е. более-менее постоянен во времени, особенно в подземных водах. На участках подверженных техногенному изменению, особенно в районах действующих нефтегазоразведочных скважин, минерализация и состав

вод может значительно меняться по сравнению с прежним состоянием.

Заключение. Таким образом, по гидрогеохимическим показателям отмечается следующее:

1). По соотношению минерализации подземных и поверхностных вод, природные воды БА относятся к одному гидрогеохимическому району с близкой минерализацией и химическим составом, однако в центральной части БА отмечается в целом более высокая минерализация и большее распространение Cl-Mg типа вод.

2). На отдельных участках, которые характеризуются повышенной геодинамической активностью, обусловленной неотектонической деятельностью и трещиноватостью пород на локальных положительных структурах выявлена разгрузка подземных вод с повышенным содержанием хлор-иона и микрокомпонентов, показывающая на фильтрационную связь с глубокими горизонтами, но в целом, это носит узко локальный характер.

3). Гидрогеохимические показатели ОВ диагностируются, как связанные с гипергенным источником генерации ОВ в приповерхностных водах и невозможность применения их в качестве индикаторов нефтегазоносности в верхней гидросфере.

4). Солевой состав вод в естественных природных условиях устойчив в многолетнем временном диапазоне относительно однотипных циклов гидрологического режима и значительно меняется в годовом цикле времени, где наблюдается прямая зависимость состава воды и суммы солей от объема растворяющей воды.

5). На техногенных участках гидрогеохимические показатели сильно изменяются по сравнению с первоначальным состоянием, поэтому использовать гидрогеохимические данные на таких участках в нефтегазопромысловых целях не рекомендуется.

6). В целом, все изученные гидрогеохимические показатели указывают на хорошую закрытость глубоких горизонтов и благоприятную обстановку для сохранности залежей в недрах локальных положительных структур.

Библиографический список

1. Зорькин Л.М., Старобинец И.С., Стадник Е.В. Геохимия природных газов нефтегазоносных бассейнов. М.: Недра, 1984. 248 с.
2. Копылов И.С. Биогеохимические показатели, аномалии и их нефтегеологическое значение (Тунгусский бассейн) // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. 2021. № 24. С. 106-112.
3. Копылов И.С. Геохимические критерии нефтегазоносности на западе Сибирской платформы // Геология и полезные ископаемые Западного Урала. 2017. № 17. С. 91-96.

4. *Копылов И.С.* Геоэкология нефтегазоносных районов юго-запада Сибирской платформы. Пермь: Перм. гос. нац. иссл. ун-т. 2013. 166 с.
5. *Копылов И.С.* Структурно-гидрогеологический анализ Камовского свода Сибирской платформы // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. 2018. № 21. С. 395-401.
6. *Копылов И.С., Козлов С.В.* Неотектоническая модель нефтидогенеза и минерагеническая роль геодинамических активных зон // Вестник Пермского университета. Геология. 2014. № 1 (22). С. 78-88.
7. Методические рекомендации по геохимическим методам поисков месторождений нефти и газа / Л.М.Зорькин, Н.В.Лопатин, О.В.Барташевич и др. М.: ОНТИ ВНИИЯГ., 1975. 285 с.
8. *Тихонов А.И., Копылов И.С.* Явление поступления глубинных вод из земных недр и их роль в развитии Земли. Вестник Пермского университета. Геология. 2014. № 4 (25). С. 43-55.
9. *Филатов К.В.* Основные закономерности формирования химического состава подземных вод и поисковые признаки нефтегазоносности. М.:Недра, 1976. 304с.
10. *Шварцев С.Л.* Гидрогеохимия зоны гипергенеза. М.: Недра, 1978. 287 с.

HYDROGEOCHEMICAL INDICATORS OF THE HYPERGENESIS ZONE OF THE TUNGUSKA BASIN AND THEIR OIL- GEOLOGICAL SIGNIFICANCE

I.S. Kopylov
georif@yandex.ru

Geochemical and hydrogeological oil and gas exploration was carried out in the west of the Siberian platform in the basin of the river Podkamennaya Tunguska, where 6 thousand groundwater sources and streams have been studied. The main informative hydrogeochemical indicators in the Tunguska basin in the upper hydrodynamic zone are: the type of water, the nature of mineralization, the content of chlorides, sulfates, bromine, iodine, some organic substances and microelements, as well as an indicator of water metamorphization. 150 hydrogeochemical anomalies associated mainly with geodynamic active zones have been established. In general, all the studied hydrogeochemical indicators indicate a good closure of deep horizons and a favorable environment for the preservation of deposits in the depths of local positive structures.

Keywords: oil and gas prospecting geochemistry and hydrogeology, hydrogeochemical indicators, anomalies, Baikit anteklise, Tunguska basin.

О.В. Коротченкова

Горный институт УрО РАН, г. Пермь

АУТИГЕННОЕ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЕ В КРОВЛЕ ГЛИНИСТО-АНГИДРИТОВОЙ ТОЛЩИ ВЕРХНЕКАМСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ СОЛЕЙ (ИЗВЕРСКИЙ УЧАСТОК)

Исследован минеральный состав и структурно-текстурные особенности пород, сформировавшихся на границе подстилающей каменной соли и глинисто-ангидритовой толщи Верхнекамского месторождения солей. Выявленные здесь преобразования сульфатно-карбонатных пород связаны с процессами перекристаллизации на фоне пластических деформаций. Все это привело к образованию целестина с примесью бария, ангидрита, кварца и пирита. Кристаллизация новообразованных минералов происходила за счет гидролиза алюмосиликатного материала и сульфатредукции.

Ключевые слова: Верхнекамское месторождение солей, сульфатредукция, глинисто-ангидритовая толща, подстилающая каменная соль, катагенез, аутигенное минералообразование.

DOI: 10.17072/chirvinsky.2022.148

В 2021 году в пределах Изверского участка Верхнекамского месторождения солей была пройдена (ПАО «Уралкалий») скважина, вскрывшая на глубине чуть более 500 м подошву соляной залежи – контакт нижней пачки подстилающей каменной соли (ПдКС) и нижележащей глинисто-ангидритовой (ГАТ) толщи. Вскрытый разрез последней представлен преимущественно мергелями серыми тонкослоистыми, подчиненное значение имеют песчаники полимиктовые. В кровле толщи наблюдается прослой ангидрит-доломитовой породы светло-коричневой соленосной мощностью ~90 см (рис. 1 а–б). Переход от ГАТ к ПдКС постепенный мощностью ~10 см и представляет собой тонкое переслаивание доломитовой и ангидритовой пород, мергеля с постепенным увеличением галитовой составляющей (рис. 1 в).

Образцы, отобранные из зоны тонкого переслаивания, изучались с помощью стереомикроскопа Leica MZ16 и сканирующего электронного микроскопа VEGA 3 LMN (Tescan) с системой рентгеновского энергодисперсионного микроанализа Oxford Instruments INCA Energy 250/X-max 20 («ГИ УрО РАН», г. Пермь).

Доломитовая порода глинистая светло-коричневого цвета микрокристаллическая с фрагментами неправильной формы ангидритовой

породы светло-серой, белой с желваковым строением, видимый размер фрагментов до ~15 см (рис. 1 б). На микроуровне заметно, что вмещающий доломит состоит из микроромбоэдров доломита и глинистых частиц с галитом в интерстициях (рис. 2 а). В целом для породы характерна перемятая текстура, в связи с чем желваки часто пластично деформированы и имеют овальную или изогнутую линзовидную форму. Очертания фрагментов ангидрита неровные – некоторые желваки «отщепляются». Мелкие желваки неравномерно рассеяны и в основной массе доломита. Также в породе нередко видны мелкие полиминеральные стяжения, выполненные идиоморфными кристаллами ангидрита, пирита, кварца в галитовой «матрице» (рис. 1 д–е). В единичных случаях в доломите выявлены стяжения пирита, заместившие мелкие «лодочки» галита (рис. 1 г).

Собственно тонкое переслаивание представляет собой чередование слоев доломита бежевого и мергеля серого, в различной степени обогащенных (до 40 %) белыми ангидритовыми желваками размером от долей миллиметра до 3–4 мм, которые имеют вытянутую форму и ориентированы согласно слоистости (рис. 1 в). Мощность слоев не выдержана по латерали за счет их будинирования и примеси желваков, которые они облекают, и варьирует в пределах первых миллиметров. Кроме доломита и мергеля отмечаются неясновыраженные слои, сложенные галитом бесцветным прозрачным с идиоморфными микровключениями ангидрита, кварца, пирита, целестина, аналогичным таковому в доломите.

Наибольшее разнообразие аутигенных минералов встречено на участках развития галита – полиминеральные стяжения в доломите и галитовые прослойки в тонком переслаивании.

Типоморфизм минералов, выявленных в ассоциации с галитом

Ангидрит зафиксирован в двух генерациях (рис. 1 з–и; рис. 2 б–в, д, ж): 1) в виде желваков со спутанно-кристаллическим внутренним строением, слагающих основную массу ангидритовой породы; 2) в виде относительно поздних отдельных кристаллов и сростков, рассеянных в галитовых слоях тонкого переслаивания и часто обрастающих желваки первой генерации. Вторая генерация представлена микропризматическими идиоморфными кристаллами бесцветными и прозрачными.

Кварц чаще всего наблюдается в виде редких бесцветных идиоморфных короткопризматических кристаллов размером 50–200 мкм (рис. 2 г).

Пирит образует две генерации. Первая представляет собой кристаллографически закономерный скрытокристаллический агрегат

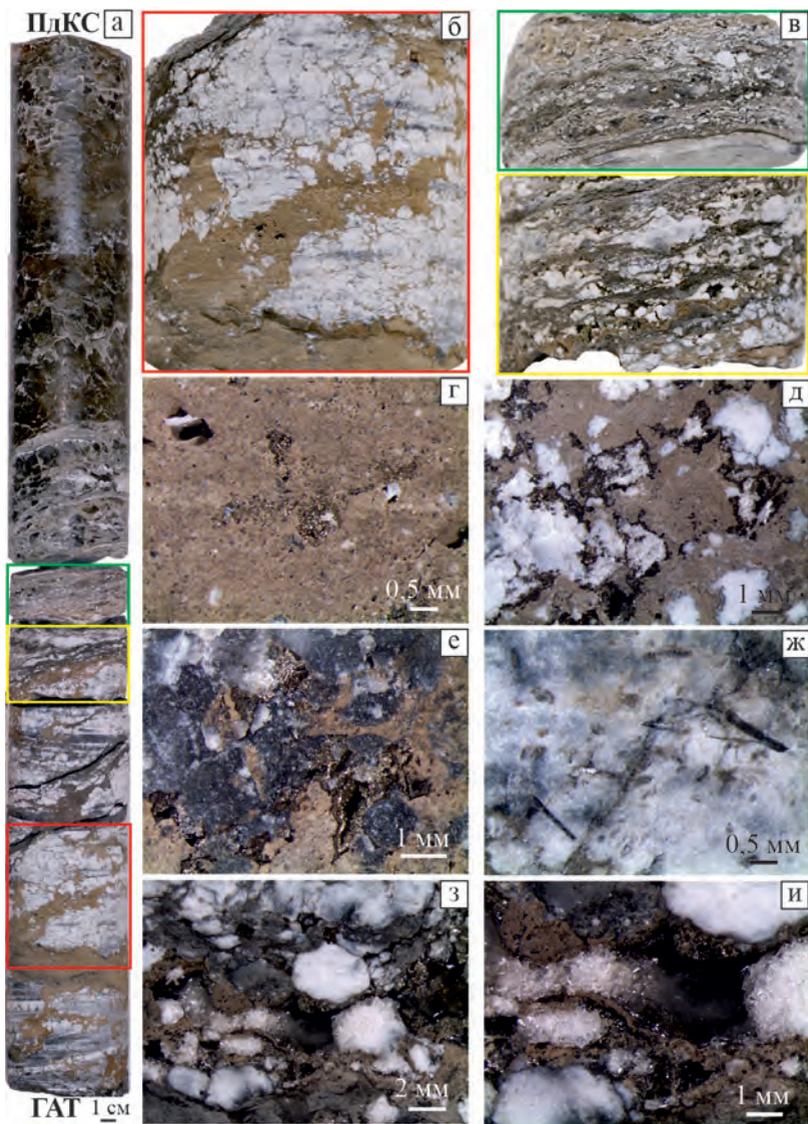


Рис. 1. Участки отбора (а) исследованных образцов (б – ангидрит-доломитовая порода; в – тонкое переслаивание) и детали их строения: г – скелетный кристалл пирита в доломите; д, е – полиминеральные (ангидрит, пирит, галит) включения в доломите; ж – включения игольчатых кристаллов целестина в желваке ангидрита; з, и – тонкое переслаивание доломита бежевого, желваков ангидрита двух генераций (белых и бесцветных) и галита бесцветного прозрачного

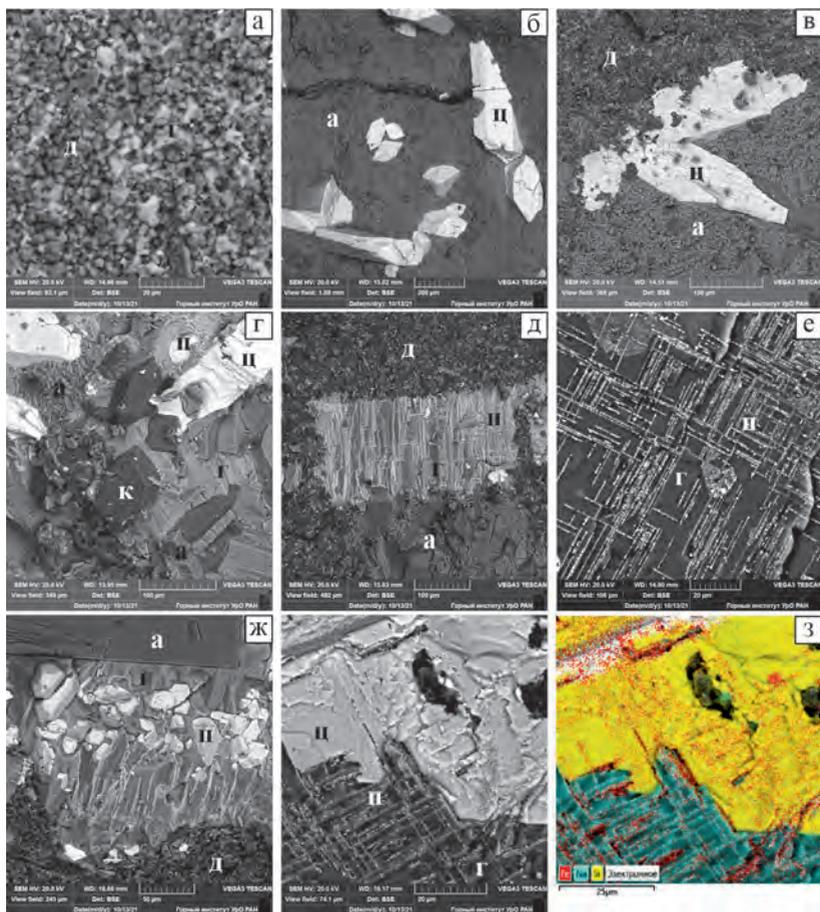


Рис. 2. Микроскопические особенности исследованных образцов: а – идиоморфнозернистая структура доломита вмещающего (в интерстициях видны ксеноморфные зерна галита; б – идиоморфные включения целестина в ангидритовом желваке; в – сrostок кристаллов целестина на контакте ангидритового желвака и доломита вмещающего. В целестине видны пойкилитовые включения доломита; г – идиоморфизм кварца, целестина, ангидрита и пирита в галите; д, е – зерно галита с пиритом вдоль плоскостей спайности; ж – пирит двух генераций (скрытокристаллический агрегат вдоль плоскостей спайности и кристаллы) в краевой части галита); з – пирит первой генерации в галите и целестине. Показана элементная карта распределения: желтое – целестин, голубое – галит, красное – пирит

(пленка), формирующийся вдоль плоскостей спайности галита в направлении от края (вмещающего доломита внутрь зерна (рис. 2 д–е). Такие агрегаты могут быть как по периферии зерен, так и насквозь. Изредка они отмечаются и в кристаллах ангидрита, целестина (рис. 2 з) и кварца, на участках которые примыкают к такому галиту. Вторая генерация пирита – отдельные или в срастаниях полногранные идиоморфные кристаллы (комбинация нескольких простых форм) размером в среднем 10–50 мкм. Чаще всего они образуются на фронте агрегатов первой генерации внутри галита (рис. 2 ж), реже – рассеяны в галите в виде отдельных индивидов. Макроскопически вторая генерация выглядит как футляровидный агрегат вокруг галита.

Целестин формирует бесцветные прозрачные идиоморфные длиннопризматические пойкилокристаллы размером до 1,5 мм в длину, которые локализуются преимущественно в желваках ангидрита, реже он рассеян в доломите и в галите на контакте с ангидритом (рис. 1 ж; рис. 2 б–г). В качестве пойкилитовых включений в целестине обнаруживаются фрагменты вмещающего доломита, ангидрита, отдельные редкие кристаллы пирита. В химическом составе целестина обнаруживается примесь бария (содержание баритового минала варьирует от 0,03 до 0,2 ф.е.).

Структурно-текстурные и минеральные особенности изученного интервала пород указывают на их преобразования в результате перекристаллизации на фоне пластических деформаций.

В результате перекристаллизации сульфатного материала высвободились изоморфные стронций, в меньшем количестве барий и кристаллизовался целестин. Гидролизное разложение терригенного алюмосиликатного материала под действием агрессивных хлоридных растворов привело к высвобождению ионов кремния и железа и образованию кварца и пирита. Последний формировался в присутствии сульфатного материала за счет сульфатредукции.

Таким образом, на стадии катагенеза на границе ГАТ и ПдКС возникали хлоридные растворы, которые привели к образованию аутигенных пирита, кварца и целестина за счет процессов гидролиза и сульфатредукции.

Исследование выполнено при финансовой поддержке Министерства науки и образования РФ в рамках соглашения по государственному заданию № 075-03-2021-374 от 29.12.2020 (рег. № НИОКТР АААА-А18-118040690031-5).

AUTHIGENIC MINERAL FORMATION AT THE TOP OF THE
CLAY-ANHYDRITE STRATA OF THE VERKHNEKAMSKOE SALT
DEPOSIT (IZVERSKY AREA)

O.V. Korotchenkova

korotchenkova@mi-perm.ru

The mineral composition and textural features of rocks formed at the boundary between the underlying rock salt and the clay-anhydrite strata of the Verkhnekamskoe Salt Deposit have been investigated. The transformations of sulfate-carbonate rocks revealed here are associated with recrystallization processes that occurred during plastic deformations. All this led to the formation of celestine with an admixture of barium, anhydrite, quartz and pyrite. Crystallization of newly formed minerals occurred due to hydrolysis of aluminosilicate material and sulfate reduction.

Keywords: Verkhnekamskoe Salt Deposit, sulfate reduction, clay-anhydrite strata, underlying rock salt, catagenesis, authigenic mineral formation.

О.Ю. Мельничук
ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург

МИКРОТРЕЩИНЫ В ВЕРХЕДЕВОНСКИХ ПЕСЧАНЫХ ПОРОДАХ КОДИНСКОГО БЛОКА АЛАПАЕВСКО-ТЕЧЕНСКОЙ ЗОНЫ (СРЕДНИЙ СЕГМЕНТ ВОСТОЧНО-УРАЛЬСКОЙ МЕГАЗОНЫ)

В работе рассмотрены микромасштабные (в шлифах) трещины в песчаниках верхнефранской кодинской и фаменской устькодинской свит. Установлено, что их генезис и генезис их выполнения связан с позднекатагенетическими и наложенными регрессивными литогенетическими преобразованиями. При этом для выполняющих их минералов кремнезёма в качестве источников флюидов предполагаются соединения, высвобождавшиеся при трансформации смектита в иллит, а для карбонатов в этой роли могли выступать они же или флюиды других формаций (подстилающей кодинскую свиту карбонатной толщи или толщ обрамления Кодинского блока) либо воды седиментосферы.

Ключевые слова: верхний девон, кодинская свита, устькодинская свита, песчаники, постседиментационные изменения, микротрещины.

DOI: 10.17072/chirvinsky.2022.154

В соответствии с [2] Кодинский блок представляет собой вытянутую в направлении СВ–ЮЗ структуру, входящую в систему Каменско-Карабольских блоков Алапаевско-Теченской зоны. В строении блока принимают участие средне- (рудьянская толща) и позднедевонские (кодинская и устькодинская свиты) толщи, имеющие в основном СЗ, ССЗ либо СЗЗ нормальное, а в северо-восточной части блока – перевернутое залегание. Ближайшее обрамление блока слагают ниже–среднекаменноугольные вулканогенная бекленищевская, карбонатная исетская и терригенно-карбонатные щербаковская и кунарская свиты. Контакты между перечисленными стратонами тектонические, при этом предполагается, что в восточной части блока каменноугольные образования надвинуты на девонские.

Кодинская свита (мощность порядка 950 м) слагает большую часть Кодинского блока. В окрестностях г. Каменск-Уральский, на обоих берегах р. Исеть, на всем протяжении от окраины д. Кодинка до с. Щербаково и, частично, выше него, обнажается наиболее представительный разрез свиты, сложенный дельтовыми, продельтовыми и мелководно-морскими отложениями. Также она вскрыта в карьерах

юго-западнее с. Черемхово в северной части блока. Наиболее полно сохранившиеся разрезы глубоководной устькодинской свиты (общей мощностью порядка 1000 м) можно наблюдать в карьере на окраине д. Кодинка и на левом берегу р. Исеть выше с. Щербаково. Мощности этих разрезов не велики и не превышают 50–100 м. По находкам комплекса брахиопод кодинская свита относится к верхней части франского яруса (губинский горизонт), а устькодинская – к фаменскому ярусу в объёме шаймейского, чепчуговского и, предположительно, хвощевского горизонтов [6]. В составе каждой из указанных толщ преобладают песчаники и аргиллиты (в ассоциации с мелкозернистыми алевролитами), тогда как псефитолиты и карбонатные породы играют подчиненное значение.

Интрузивные образования для рассматриваемых толщ не характерны и встречаются в разрезах на р. Исеть относительно редко. В настоящее время изучена дайка из разреза кодинской свиты, выполненная интенсивно карбонатизированным и хлоритизированным лампрофиром [4], и дайки долеритов, секущие песчаники и аргиллиты устькодинской свиты [1]. Они сопоставляются с магматическими породами бекленищевской свиты и связаны с надсубдукционным вулканизмом.

Различные нарушения сплошности пород, в том числе смятия и дизъюнктивные дислокации, а также трещины встречаются в составе свит достаточно часто. Последние представляют особый интерес, так как нередко являются проводниками флюидов на внутри- и межформационном уровне и, соответственно, могут быть использованы в качестве индикаторов различных литогенетических процессов. Непосредственному изучению микротрещин и ассоциирующихся с ними сутурных швов в песчаниках породах кодинской и устькодинской посвящена настоящая работа.

По наличию тех или иных аутигенных минералов и их парагенезов среди песчаных пород выделяется три петротипа. *Первый* является наиболее распространенным и представляет собой полевошпатовые граувакки с преобладанием хлорита в цементе, с конформными и инкорпорационными межзерновыми контактами (МЗК). Содержание зёрен кварца в них составляет порядка 10–20% от суммы главных аллотигенных компонентов, полевых шпатов (кислые и средние плагиоклазы, калиевые разновидности редки) – 25–40%, обломков пород – до 65%. Последние представлены магматическими породами основного/среднего и кислого состава, кремнями, метаморфическими разновидностями (кварцитами, микрокварцитами, слюдяные сланцы и серпентиниты),

аргиллитами. Породы средней, реже в плохой и хорошей степени сортировки. Микротекстура слоистая, в основном горизонтальная.

По наличию трещин или их отсутствию первый петротип разделяется на два подтипа. В том и в другом основная масса сцементирована хлоритом, слагающим плёнки, в том числе крустификационные каёмки, и выполняющим поры. Среди других аутигенных минералов следует отметить кальцит, кварц и иллит (в составе плёнок и порового цемента?), а также каолинит. Два последних минерала диагностированы только по данным рентгеноструктурного анализа. Регенерация кварца не развита либо наблюдается для единичных зёрен в виде полных каёмок или неполных отростков. Карбонатные минералы слагают поровый, в том числе пойкилитовый цемент и могут выполнять порфиробласты в порах, заполненных хлоритом.

Трещины и микротрещины во втором петротипе единичные либо формируют системы, разной степени раскрытости и с разным заполнением. По отношению к залеганию слоев трещины поперечные и косые, в том числе разветвляющиеся. Как правило, чем шире раскрыта трещина, тем крупнее размер кристаллов в ней. Однако иногда она залечена кристаллами разного размера, что особенно характерно для кремнезёма. Нередким является и полиминеральное заполнение трещин, например, кремний и карбонат. Причем кремнистый минерал находится ближе к стенкам. Следовательно, можно предполагать, что он кристаллизовался раньше, чем кальцит или доломит.

Окремнение встречается и в поровом пространстве (моно- и поликристаллический цемент), вблизи трещин и на некотором удалении от них, а также вокруг зёрен кварца, обломков метаморфических, кремнёвых и, иногда, кислых вулканических пород, в форме регенерации или пойкилитового цемента. Карбонатные минералы также могут быть развиты возле трещин и в породе, корродируя основную массу, а также по мелким трещинам в зёрнах. Последовательность кристаллизации, наблюдаемая в трещинах, обнаруживается и в порах.

Существует ещё несколько особенностей, встречающихся в составе породы рассматриваемого подтипа: хрупкие деформации полевых шпатов (ПШ) – разделение на осколки с смещением, кремней – с полосами деформации, кварца – с полосками Бёма, а также трещинки в кварце примерно параллельные направлению трещин в породе. Имеют место также шиповидные врастания чешуек хлорита в зёрна кварца и ПШ, рекристаллизационно-бластическое замещение кварца кварцем, цемент проникновения. Представляется, что в составе данного подтипа чаще встречаются инкорпорационные МЗК, чем в аналогичных песчаниках, сцементированных хлоритом.

Второй петротип представляет собой песчаники с преобладанием карбонатных минералов в цементе и песчаные известняки – это разности с поровым и базальным в разной степени раскристаллизованным карбонатным цементом (кальцитом и доломитом), в основном тонко- и микрокристаллическим, а также скрытокристаллическим, более крупные кристаллы редки. Содержание цемента составляет от 10% до 40–50% и даже 70% от площади шлифа. Среди пород данного петротипа нами выделяется три подтипа: первый – с многочисленными (до 20 % от площади шлифа) окатанными и полуокатанными обломками хлоритизированного вулканического стекла; второй – интенсивно карбонатизированные песчаники и песчаные известняки, в которых карбонатный цемент (несколько генераций) корродирует аллотигенные компоненты, в том числе интенсивно; третий подтип – с трещинами. Отличается от других песчаников второго петротипа несколько лучшей степенью раскристаллизации цемента. Карбонатные минералы (кальцит, в редких образцах – вместе с доломитом), выполняющие трещины, иногда совместно с кремнезёмом, раскристаллизованы лучше, чем цемент. В основном это мелко- и тонкокристаллические, иногда среднекристаллические зёрна, в песчаниках устькодинской свиты встречаются также крупно- и даже гигантокристаллические индивиды. Как правило, в трещинках, пронизывающих карбонатизированные псаммитолиты устькодинской свиты, кристаллы кремнезёма тоже более крупные. К третьему подтипу следует отнести ещё и песчаники, которые, вероятно, изначально были граувакками с хлоритовым цементом, но в настоящее время у них пойкилитовый (как правило) карбонатный и кремневый цемент

Третий петротип – интенсивно ожелезненные песчаники – представляет собой фрагменты и реликты, реже целые зёрна, кварца, плагиоклазов, вулканитов, хлоритизированного вулканического стекла, корродированные, замещенные и сцементированные микрокристаллическими и аморфными оксидами и оксигидроксидами железа.

Стадию постседиментационных преобразований изученных песчаников можно оценить как позднекатагенетическую. В первую очередь об этом свидетельствует массовое развитие хлоритового цемента в грауваках. Согласно [13], оно связано с растворением аксессуарных минералов, преобразованиями вулканических стекол, в том числе обломков основных и средних вулканитов, а также с трансформацией смектитов при нагреве более 120°C. Для позднего катагенеза также характерно [9 и ссылки в ней]: (1) широкое развитие конформных и инкорпорационных контактов, являющихся результатом гравитационного уплотнения

и коррозии зёрен, (2) пластические, гибкие и хрупкие деформации аллотигенных компонентов, в том числе трещины в породе, и (3) практически полная трансформация смектитов в ССО ряда иллит–смектит и хлорит–смектит, наиболее благоприятные условия для которой отвечают температурам начала позднего катагенеза, а также (4) наличие швов флюидоразрыва, источниками вещества для образования которых могут быть, в том числе флюиды, возникшие при трансформации смектитов в глинистых отложениях, переслаивающихся с песчаниками. При этом для аргиллитов и ассоциирующихся с ними мелкозернистых глинистых алевролитов кодинской и устькодской характерно неравномерная (не во всех образцах оно полное) афациальная трансформация иллита в смектит [3, 5].

Можно предполагать, что трещины образовались после внутрислоевого растворения с выносом вещества, так как они иногда секут сутурные швы. Последние в таких образцах могли быть проводниками соединений Si, K, Al. Так, в одном из шлифов (обр. 3155-10-7) можно наблюдать как сутурный шов на определенных участках размыкается, становясь зоной стилолитизации, в осевой части которой раскристаллизован кремнезём, а в органическом веществе (ОВ) видны мелкие чешуйки с яркими интерференционными окрасками, характерными для мусковита. Параллельно этой зоне в образце развиты очень тонкие трещины, выполненные карбонатным и кремниевым материалом.

Однако трещины в породах и выполняющие их и поровое пространство, а также сутурные швы, минералы кремния, а тем более карбонатные, не обязательно имеют исключительно позднекатагенетическую природу. Их аутигенез, возможно, связан не только с фоновыми литогенетическими преобразованиями, протекающими при погружении отложений, но и со вторичными изменениями, имеющими наложенный характер. Так, аутигенные чужеродные (аутигенные аллогенетические по [8]) или наложенные минералы имеют ряд отличительных признаков [10, с. 45]. Во-первых, аутигенный минерал не имеет аналогов среди аллотигенных компонентов породы. Во-вторых, площадь таких минеральных новообразований в сечении шлифа значительно превышает суммарные размеры площади сечения его потенциальных доноров и размеры коррозионных полостей. В-третьих, для аутигенных чужеродных минералов может быть характерно несколько генераций (две и более) в породе. Четвертый отличительный признак – их афациальность. Всем этим критериям рассматриваемые новообразования кремниевых и

карбонатных минералов удовлетворяют. На их наложенный характер, по-видимому, указывает и парагенез с весьма редко встречающимися в песчаниках структурно-вещественными признаками (полоски Бёма, рекристаллизационно-бластическое замещение кварца кварцем и прочие), характерными для метагенеза согласно [7, 9 и ссылки в ней].

Неравномерная степень трансформации смектитов аргиллитов и глинистых алевролитов в разрезе может быть связана с прогревом в результате взаимодействия пород с дайками бекленищевской свиты, а также вдоль разломов в ходе воздымания и деформации толщ. Похожее явление описано, например, Д. Гелингом для третичных отложений юго-запада Рейнского грабена [11], а также Дж. Шунмейкером с соавторами для палеоген–неогеновых пород аккреционной призмы Барбадос [12].

Как уже упоминалось, источником кремнезёма в трещинах являются флюиды, высвобождающиеся при трансформации смектита в иллит. Однако, сложно сказать, что именно являлось источником соединений, из которых осаждались карбонаты. В этой роли могли выступать как флюиды, возникшие в результате трансформации смектитов, так и, например, флюиды других формаций (подстилающей кодинскую свиту карбонатной толщи или толщ обрамления Кодинского блока) либо воды седиментосферы.

Таким образом, микротрещины и их минеральное выполнение в глинистых и песчаных верхнедевонских породах Кодинского блока, очевидно, генетически связаны с позднекатагенетическими и регрессивными литогенетическими изменениями пород.

Исследования выполнены в рамках темы АААА-А18-118053090044-1 государственного задания ИГГ УрО РАН

Библиографический список

1. Волчек Е.Н., Червяковский В.С. Вещественный состав долеритов даек в верхнедевонских отложениях р. Исети // Ежегодник-2009. Тр. ИГГ УрО РАН, вып. 157. Екатеринбург, 2010. С. 113–115.
2. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000. Издание второе. Серия Среднеуральская. Лист О-41-XXXII / под ред. М. С. Рапопорта. – Верхняя Пышма: Комитет природных ресурсов по Свердловской области, 2000.
3. Мельничук О.Ю. Устькодинская свита фамена восточного склона Среднего Урала: фациально-генетические реконструкции. Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2018б. № 3 (269). С. 8–16.
4. Мельничук О.Ю., Волчек Е.Н. Вещественный состав дайки из разреза кодинской свиты на р. Исеть (восточный склон Среднего Урала) // Ежегодник-2017. Тр. ИГГ УрО РАН, вып. 165. Екатеринбург, 2018. С. 131–135.
5. Мельничук О.Ю., Рянская А.Д. Особенности вещественного состава аргиллитов кодинской свиты (верхний девон, восток Среднего Урала) // Литосфера. 2017. Т. 17. № 3. С. 71–86.
6. Наседкина В.А., Зенкова Г.Г. Биостратиграфия верхнего девона на восточном

склоне Среднего и Северного Урала // Проблемы стратиграфии и палеонтологии Урала. Екатеринбург, 1999. С. 50–74.

7. *Симанович И.М.* Кварц песчаных пород (генетические типы и постседиментационные преобразования). М.: Наука, 1978. 152 с.

8. *Холодов В.Н.* О терминах, применяемых при изучении вторичных изменений осадочных пород // Литология и полез. ископаемые. 1970. № 6. С. 91–101.

9. *Янаскурт О.В.* Генетическая минералогия и стадийный анализ процессов пороодо- и рудообразования. М.: ЭСЛАН, 2008. 356 с.

10. *Янаскурт О.В.* Новое о типизации постседиментационных преобразований терригенных отложений континентов и их окраин (с учетом влияния геодинамических факторов на литогенез // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2014. № 4. С. 42–49.

11. *Heling D.* Diagenetic alteration of smectite in argillaceous sediments of Rhinegraben (SW Germany) // Sedimentology. 1974. V. 21. P. 463–472.

12. *Schoonmaker J., Mackenzie F.T., Speed R.C.* Tectonic implications of illite/smectite diagenesis, Barbados accretionary prism // Clays Clay Miner. 1986. V. 34. P. 465–472.

13. *Worden R.H., Griffiths J., Wooldridge L.J., Utley J.E.P., Lawan A.Y., Muhammed D.D., Simon, N., Armitage P.J.* Chlorite in sandstones // Earth-Sci. Rev. 2020. V. 204. P. 1–38.

UPPER DEVONIAN SANDSTONE MICROFRACTURES
(KODINKA FAULT BLOCK, ALAPAYEVSK-TECHA ZONE,
MIDDLE URALS EASTERN SLOPE)

O.Yu. Melnichuk

o.u.melnichuk@gmail.com

Microscale fractures of Upper Frasnian Kodinka Formation and Famennian Ust'kodinka Formation sandstones are considered in this work. It's found that genesis of the microfractures and their mineral filling is associated with late and uplift diagenetic alterations. Moreover we suppose that illite/smectite transformation fluids were the main source of silica. For the carbonate mineral filling it was both noted fluids and other formations fluids. Example of the last-named may be underlying carbonate formation and Kodinka fault block adjacent carboniferous formations.

Keywords: Upper Devonian, Kodinka Formation, Ust'kodinka Formation, sandstones, diagenesis, microfractures.

УДК 624.131.3

С.К. Мустафин, Р.Ф. Бадретдинов

Башкирский государственный университет, г. Уфа

КОМПЛЕКСНЫЕ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИЗЫСКАНИЯ НА ОБЪЕКТЕ СТРОИТЕЛЬСТВА РЕЧНОГО ПЕРЕХОДА НЕФТЕПРОВОДА МЕТОДОМ ГОРИЗОНТАЛЬНО- НАПРАВЛЕННОГО БУРЕНИЯ

Рассмотрены геологические аспекты инженерно-геологических изысканий на участке строительства подводного речного перехода через реку Кама протяженностью более 700 метров. Впервые для проведения инженерно-геологических изысканий на изучаемой территории эффективно применен беспилотный летательный аппарат. Второй инновационной технологией, примененной на объекте, стало подводное эхолотирование дна и русла реки. При изысканиях на участке строительства перехода сочетались возможности комплекса традиционных методов инженерно-геологических изысканий (геоморфологических, геофизических, гидрогеологических, физико-механических и др.) с инновационными технологиями: использование дрона при рекогносцировке и выборе места перехода и эхолокации дна реки для обеспечения минимизации рисков разрушения объекта. Обосновано проведение перехода по горизонту аргиллитоподобных известковистых песчаных легких твердых глин казанского яруса (инженерно-геологический элемент-8).

Ключевые слова: сифон, грунт, инженерно-геологический элемент, физико-механические свойства, дрон, эхолот дна реки, горизонтально-направленное бурение (ГНБ).

DOI: 10.17072/chirvinsky.2022.161

Введение. Площадь изысканий относится к Верхнекамской впадине Волжско-Камской антеклизы - одной из структур Восточно-Европейской платформы. В геологической структуре платформы выделяются древний (1800±100 млн. лет) фундамент и осадочный чехол мощностью 7,5 – 8 км. Локализацию участков отложений чехла региона определяет блочное строение фундамента [1].

На участке инженерно-геологических изысканий для обеспечения строительства исследованы образования от пермского до четвертичного возраста.

В основании разреза отложения казанского яруса пермской системы, представлены ритмичной, красноцветной толщей глин, песчаников, алевролитов мощностью 110 - 225 м.

Аллювиальные образования четвертичной системы слагают комплекс отложений речных долин – галечники, пески, супеси, суглинки, торфа общей мощностью до 30 м.

В геоморфологическом отношении площадь изысканий приурочена к долине реки Кама. Долина реки на участке изысканий имеет ширину около 4 км трапецевидную форму с асимметричными склонами и прямое русло.

Из опасных инженерно-геологических процессов возможно проявление карста, оползней, подтопления, заболачивания, эрозионной деятельности. На участке проявлено заболачивание.

Район работ относится к асейсмической области. По категории опасности землетрясений, территория относится к умеренно опасной (интенсивность менее 6 баллов).

Процессы нефтедобычи техногенных изменений геологической среды - гидрогеологических инженерно-геологических условий и физико-механические свойств грунтов не вызвали.

Материалы и методы исследований. При строительстве переходов магистральных и промысловых нефтепроводов с использованием метод горизонтально-направленного бурения (horizontal directional drilling (HDD) сегодня активно применяется как зарубежными, так и российскими компаниями [19].

Эффективность строительства и безопасность эксплуатации с минимизацией экологических рисков на всех этапах жизненного цикла этих сложных инженерных сооружений должна быть обеспечена современной качественной информацией комплексных инженерно-геологических изысканий сочетающих традиционные и инновационные методы.

Инженерно-геологическая рекогносцировка выполнялась с целью оценки условий площадок для прокладки промыслового нефтепровода (ДУ-200) через реку Кама. Для выбора участка строительства перехода инновационным методом HDD использовался дрон.

Участки подводных переходов, по указанным причинам являются постоянными зонами риска.

Эхолотирование рельефа дна реки проведено с целью минимизации возможных рисков проявления опасных геологических и гидрологических процессов. Данные оптимизируют выбор трассы перехода и места заложения скважин. Информация будет востребована на всех этапах жизненного цикла перехода, включая последующий экологический мониторинг. Для топографической съёмки рельефа и

ситуации, эффективно применение геодезической GPS аппаратуры и электронных тахеометров. Для съёмки рельефа подводной части перехода применяются однолучевые и многолучевые промерные эхолоты [3, 12].

В геологическом разрезе участка выделены 8 инженерно-геологических элементов (ИГЭ).

Результаты исследований. В геологическом строении района работ до изученной глубины 18,0 м принимают участие современные (Q_{IV}) отложения, аллювиальные (aQ), аллювиально-делювиальные (adQ) четвертичные образования и элювий казанского яруса пермской системы ($eP_1.kz$). Сводный инженерно-геологический разрез с выделением инженерно-геологических элементов и их литологических характеристик приведён в таблице.

К специфическим грунтам отнесены элювиальные и техногенные образования. Современные образования представлены почвенно-растительным слоем (bQ_{IV}) и насыпными техногенными грунтами (tQ_{IV}). Мощность почвенно-растительного слоя составляет 0,1-0,3 м.

Почвенно-растительный слой как самостоятельный инженерно-геологический элемент не выделяется, поскольку удаляется при проведении земляных работ и затем рекультивируется.

Техногенные насыпные грунты отсыпки автодороги распространены фрагментарно, не являются грунтами основания и как инженерно-геологический элемент (ИГЭ) не выделяются.

Статическое зондирование позволило дать оценку основным физико-механическим свойствам грунтов участка строительства перехода нефтепровода методом HDD.

С учетом геологического строения, литологических особенностей, результатов анализа физико-механических свойств грунтов выделены 8 инженерно-геологических элементов (ИГЭ): ИГЭ-1 – суглинок полутвердый (adQ); ИГЭ-2 – суглинок тугопластичный (adQ); ИГЭ-3 – глина тугопластичная (aQ); ИГЭ-4 – глина мягкопластичная (aQ); ИГЭ-5 – песок мелкий влажный (aQ); ИГЭ-6 – песок мелкий водонасыщенный (aQ); ИГЭ-7 – грунт гравийный (aQ); ИГЭ-8 – глина твердая ($eP_2.kz$).

Гидрогеологические условия участка изысканий до глубины 18,0 м определяются развитием одного водоносного комплекса в аллювиальных четвертичных отложениях.

Грунтовые воды пластово-поровые, с единой гидравлической поверхностью, безнапорные.

Питание грунтовых вод происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков, талых вод и в водообильные периоды года

поверхностными водами рек Кама. Связь грунтовых вод с поверхностными постоянная двусторонняя. Вид режима подземных вод – приречный.

Минерализация вод от 0,62 до 1,31 г/л, pH =7,6-7,7; жесткость от умеренно-жесткой до очень жесткой. По химическому составу воды хлоридно - гидрокарбонатные кальциево- натриево-калиевые и сульфатно-гидрокарбонатные кальциево- натриево-калиевые. По данным инженерно-экологических изысканий содержание нефтепродуктов в водах <0,05 мг/дм³.

Водовмещающими грунтами являются: ИГЭ-4 (глина мягко пластичная), ИГЭ-6 (песок мелкий), ИГЭ-7 (грунт гравийный). Максимальная мощность водовмещающей толщи составляет 9,0 м.

Таблица

Сводный инженерно-геологический разрез отложений участка строительства подземного перехода методом HDD

Возраст	№ ИГЭ	Описание	Мощность, м	
			от	до
adQ	1	Суглинок коричневый полутвердый с включением корней растений. Вскрыт в левой и правой пойме скважинами	0,9	1,9
	2	Суглинок коричневый тугопластичный без включений. Вскрыт в левобережной пойме скважинами	1,6	1,7
aQ	3	Глина серая тугопластичная с тонкими прослоями и линзами песка мелкого мощностью 2-5 см. Вскрыта в правобережной пойме скважинами	0,6	5,0
	4	Глина серая мягкопластичная с тонкими прослоями и линзами песка мелкого мощностью 2-5 см. Вскрыта в правобережной пойме скважинами	0,1	2,0
	5	Песок серый мелкий влажный с тонкими прослоями суглинка серого, серо-коричневого мощностью 5-10 см. Вскрыт в левой, правой пойме и русловой части р. Кама скважинами	0,1	3,7
	6	Песок серый мелкий водонасыщенный с тонкими прослоями суглинка серого, серо-коричневого мощностью 5-10 см. Вскрыт в левой, правой пойме и русловой части р. Кама скважинами	0,3	5,8
	7	Гравийный грунт коричневый, серо-коричневый водонасыщенный. Вскрыт в левобережной пойме и русловой части р. Кама скважинами	0,4	6,0
eP ₂ kz	8	Глина аргиллитоподобная известковая песчаная легкая твердая красновато-коричневая ненабухающая непросадочная с включениями карбонатных стяжений и прослоями (от 5 до 15 см) светло-серого, песчаника сильнопористого сильно выветрелого, средней плотности, низкой прочности, размягчаемого в воде. Вскрыта скважинами в русле р. Кама.	6,3	14,4

Относительный водоупор - ИГЭ-8 (глина твердая), вскрытая скважинами, имеющая мощность от 6,3 до 14,4 м. Глины соответствуют требованиям строительства методом HDD.

Коэффициенты фильтрации, классификация грунта по водопроницаемости определены для:

- глины 0,05 м/сут, (грунт слабоводопроницаемый) (ИГЭ-8);
- суглинка 0,08 м/сут, (грунт слабоводопроницаемый);
- песка мелкого от 1,5 до 5,0 м/сут, (грунт водопроницаемый, сильноводопроницаемый);
- грунта гравийного 10-100 м/сут, (грунт очень сильноводопроницаемый).

Подземные воды по содержанию основных компонентов относятся к неагрессивным по отношению к бетону.

Степень агрессивного воздействия подземных вод и грунтов на металлические конструкции ниже уровня подземных вод оценивается как слабоагрессивная. Выше уровня подземных вод степень среднеагрессивная для ИГЭ-1, ИГЭ-2, ИГЭ-3, ИГЭ-4 и для слабоагрессивная для ИГЭ-5, ИГЭ-6, ИГЭ-8.

По отношению к свинцовой оболочке кабеля коррозионная агрессивность грунтовых вод оценивается как средняя, к алюминиевой как высокая.

По критериям подтопляемости участок изысканий отнесен к типу постоянно подтопленный в техногенно измененных условиях. Нормативная глубина промерзания грунтов составляет для: суглинков и глин – 158 см; песков мелких - 189 см; крупнообломочного грунта 230 см.

Геофизические исследования выполнялись с целью оценки: 1) коррозионной активности грунтов и 2) интенсивности и характера блуждающих токов. По данным определения удельного электрического сопротивления коррозионная активность грунтов по отношению к углеродистой и низколегированной стали оценивается от низкой до высокой: для ИГЭ-1, ИГЭ-2, ИГЭ-3, ИГЭ-4 как высокая; для ИГЭ-5, ИГЭ-6 от средней до низкой; для ИГЭ-8 как средняя.

Исследования методом естественного поля блуждающих токов на объекте не выявило.

По результатам химического анализа водной вытяжки грунтов установлено, что:

1) по коррозионной агрессивности грунты объекта изысканий по отношению к бетонам любой водонепроницаемости и арматуре железобетонных конструкций неагрессивны.

2) коррозионная агрессивность грунтов по отношению к свинцовой оболочке кабеля оценивается как низкая для ИГЭ-1; от низкой до высокой для ИГЭ-2, ИГЭ-8; от низкой до средней для ИГЭ-3, ИГЭ-5.

3) коррозионная агрессивность грунтов по отношению к алюминиевой оболочке кабеля оценивается как высокая для ИГЭ-1, ИГЭ-3; от средней до высокой для ИГЭ-2, ИГЭ-5; как средняя для ИГЭ-8.

4) коррозионную агрессивность грунтов водовмещающей толщи (ИГЭ-4, ИГЭ-6, ИГЭ-7) следует принять по химическому составу грунтовой воды.

Инженерно-геологическое районирование территории характеризуется рядом особенностей, определяющих благоприятные условия строительства перехода методом HDD:

- Геологические и инженерно-геологические процессы: имеют широкое распространение, но не оказывают решающего влияния на выбор проектных решений и строительство объекта.
- Район работ расположен в пределах одного геоморфологического элемента.
- В геолого-литологическом строении территории участвует восемь инженерно-геологических элементов.
- Сезонное промерзание и оттаивание, морозное пучение, подтопление, затопление и заболачивание, отрицательно влияют на условия строительства и эксплуатации объектов.
- Специфические грунты имеют незначительное распространение и не оказывают решающего влияния на выбор проектных решений по методу HDD.
- Техногенные воздействия на окружающую среду не оказывают существенного влияния на выбор проектных решений по строительству перехода методом HDD.
- Многолетнемерзлых, просадочных, набухающих, засоленных грунтов на территории изысканий не наблюдается.

При выборе места пересечения трубопроводом водных преград обязательно учитываются: направление и особенности трассы, тип руслового процесса, ширина и глубина водоема, водный режим, состояние береговых склонов, геологическое строение русла, берегов, поймы.

Срок действия результатов инженерно-геологических изысканий для проектирования составляет 2-3 года, затем всей этой информации потребуются обязательная актуализация.

Ширина русла реки на участке перехода - 700 м, максимальная глубина фарватера - 12.5 м.

Основными инженерно-геологическими условиями исключаящими

возможность применения метода HDD при строительстве переходов являются наличие гравийных грунтов (гравия более 30%), грунтов типа пльвунов, включения валунов и булыжников. Такие инженерно-геологические показатели глинам ИГЭ-8 участка изысканий не свойственны.

Грунт ИГЭ-8 классифицируется как глина известковая, легкая, песчанистая, твердая ненабухающая с редкими тонкими прослоями песчаника. Песчаник низкой прочности, средней плотности, сильнопористый, сильновыветрелый, размягчаемый в воде. Грунт ИГЭ-8 непросадочный (относительная деформация просадочности меньше 0,01 д. е.), по степени морозной пучинистости в сезонно-морозном слое имеет расчетное значение параметра $R_f < 0$, что характеризует его как непучинистый.

Гранулометрический анализ глин казанского яруса, слагающих ИГЭ-8, показал следующие результаты (мм): 2-1 – 2,05%; 1-05 – 0,7%; 05-0,25 – 6,94%; 0,25-0,10 – 16,01%; 0,10-0,05 – 16,92%; 0,05-0,01 – 11,77%; 0,01 – 0,002 – 15,91%; $< 0,002$ – 31,97%.

По химическому составу глины ИГЭ-8 отвечают монтмориллонит-гидрослюдистым разностям. Для них характерно пониженное содержание (%) Al_2O_3 , высокие содержания K_2O -2,38 и $CaCO_3$ – 10,35 [2].

Для размещения нефтепровода при строительстве перехода методом HDD твёрдые глины ИГЭ-8 по мощности (6,3 – 14,4 м) и физико-механическим свойствам являются подходящими.

Публикаций по тематике строительства различных переходов методом HDD много, что особенно характерно для последнего десятилетия. Рассматриваются различные аспекты проблемы строительства переходов методом HDD, включая анализ требований к состоянию геологической среды и задач по снижению рисков связанных с эксплуатацией объектов. Широкий спектр характеристик различных объектов построенных по методу HDD представлен в публикациях канадских [8, 9, 10, 16, 17], американских [13, 16], китайских [11, 13, 20], малагасийских [14], нигерийских [18] исследователей.

Публикуются международные канадско-американские [10] и американо-китайские [13] аналитические обзоры практики применения метода HDD при строительстве переходов.

Среди немногочисленных российских публикаций по проблеме бестраншейного строительства переходов нефтепроводов отмечаются работы [7, 9, 13].

Подходящим модельным объектом перехода нефтепровода на участке проведённых изысканий по методу HDD может служить схема

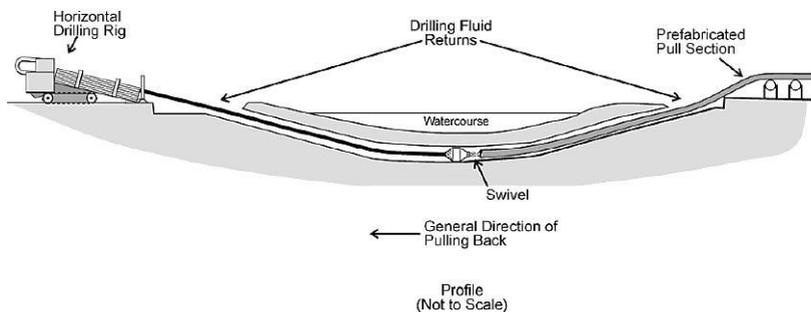


Рис. Схема технологии строительства перехода – типовое горизонтально-направленное бурение (профиль внемасштабный) [15].

Основные технологические элементы объекта:

horizontal drilling rig – установка горизонтального бурения; drilling fluid returns – возврат бурового раствора; prefabricated pull section - сборная тяговая секция; watercourse – водоток;

swivel – вертлюг; general direction of pulling back – общее направление отвода; profile (not to scale) – профиль (не в масштабе); General direction of Pulling Back – направление отступления (протаскивания).

из материалов The Canadian Association of Petroleum Producers (CAPP) и Canadian Energy Pipeline Association (CEPA) [15] (рис.).

Выводы. Строительство перехода промыслового нефтепровода через р. Кама обеспечено качественной информацией полученной в процессе комплексных инженерно-геологических изысканий. Эффективности выполнения работ способствовало оптимальное сочетание комплекса традиционных инженерно-геологических работ с инновационными, новыми для территории исследований методов. К последним относятся дистанционный метод (дрон), и съёмка рельефа подводной части перехода (комплекс геодезической GPS аппаратуры, электронных тахеометров, промерных эхолотов).

Результаты комплексного исследования состояния геологической среды участка строительства перехода магистрального нефтепровода позволили обосновать применение для размещения трубопровода горизонта глин казанского яруса, выделенного в качестве инженерно-геологического элемента ИГЭ-8. Горизонт глин по всем базовым параметрам состава обеспечит эффективное строительство и последующую безопасную эксплуатацию перехода с минимальными технологическими и экологическими рисками.

Работа выполнена в рамках исследовательского проекта Башкирского государственного университета.

Библиографический список

1. Геология СССР Том XI Поволжье и Прикамье. Ч.1. Геологическое описание. М.: Недра, 1967. – 871 с.
2. Геология Татарстана: Стратиграфия и тектоника. М.: ГЕОС. 2003. – 402 с.
3. *Гринь Г.А., Мурзинцев П.П.* Геодезический мониторинг подводных переходов трубопроводов на территории Западной Сибири. Сборник материалов международной научной конференции «ГЕО-Сибирь- 2008». Новосибирск. 2008. – С. 150-156.
4. *Забродин Ю.Н.* Строительство магистральных трубопроводов: технологии, организация, управление. – М.: Недра, 2001. – 195 с.
5. *Сальников, А.В., Зорин В.П., Агиней П.В.* Методы строительства подводных переходов газонефтепроводов на реках Печорского бассейна –Ухта: УГТУ, 2008. – 108 с.
6. *Спектор Ю.И., Мустафин Ф.М., Лаврентьев А.Е.* Строительство подводных переходов способом горизонтально направленного бурения. – Уфа: УГНТУ, 2001. – 208 с.
7. *Bennett D., Ariaratnam S.T.* HDD Consortium 2008 Horizontal Directional Drilling Good Practices Guidelines 3rd ed. North American Society for Trenchless Technology; (Cleveland,Ohio) pp. 2-45.
8. Canadian Association of Petroleum Producers. Planning Horizontal Directional Drilling for Pipeline Construction. September, 2004. – 82 p.
9. Canadian Association of Petroleum Producers 2009 Guideline; Planning Horizontal Directional Drilling for Pipeline Construction (Alberta, Canada) pp. 1-3.
10. *Erez N. Allouche, Samuel T. Ariaratnam, Jason S. Lueke.* A Survey of Current Horizontal Directional Drilling Practices in Canada and the United States. 2005. The McGraw-Hill Companies, Inc.Pipeline Associated Watercourse Crossings 3rd Edition, October 2005. 202 p.
11. *Guohui, L., Xiaocheng, Ma, Chunling, Y.* (2016). Engineering Innovation of a Length of Nearly 3300m large Diameter Pipeline Installed by HDD. Earth Sciences Research Journal, 20(1), p.1-5.
12. *John E. Huges Clarke.* A reassessment of vessel coordinate systems: what is it that we are really aligning? US Hydrographic Conference. 2003. pp.1-12.
13. *Maureen Carlin, Samuel T.Ariaratnam.* Comparative analysis of horizontal directional drilling pipeline practices in China vs. United States. Tunnelling and Underground Space Technology Volume 72, February 2018, pp. 174-188.
14. *Mohd Norizam MS et al.* Literature review of the benefits and obstacle of horizontal directional drilling. 2017 IOP Conf. Series: Materials Science and Engineering 271.
15. Pipeline Associated Watercourse Crossings 3rd Edition, October 2005. 202 p.
16. *Samuel T. Ariaratnam, Erez N. Allouche.* Suggested practices for installations using horizontal directional drilling. Practice Periodical on Structural Design and Construction. Nov 1. 2000. Volume 5, № 4. pp. 142-149.
17. *Samuel T Ariaratnam, Erez N Allouche, and Kevin W Biggar.* Testing of a new generation horizontal soil sampler. Canadian Geotechnical Journal. 37(1). 2000. pp. 259-263.
18. *U Ibeh S.U., Nnakaihe S.E. E.* Challenges and Prospects of the Use of Horizontal Directional Drilling Techniques for Laying Oil and Gas Pipelines in Nigeria. Paper presented at the SPE Nigeria Annual International Conference and Exhibition, Lagos, Nigeria, August 2016.Paper Number: SPE-184315-MS.
19. *Willoughby D. A.* 2005 Horizontal Directional Drilling, Utilities and Pipeline Application. NewYork: McGraw-Hill. pp. 1-9.
20. *Xu Liu, Zhijiu Ai, et al.* Mechanics analysis of pipe lifting in horizontal directional drilling. Journal of Natural Gas Science and Engineering. 2016. 31. pp. 272-282.

INTEGRATED ENGINEERING AND GEOLOGICAL SURVEYS AT
THE FACILITY CONSTRUCTION OF A RIVER CROSSING OF AN
OIL PIPELINE USING HORIZONTAL DIRECTIONAL DRILLING

Mustafin S.K., Badretdinov R.F.

sabir.mustafin@yandex.ru

The article considers the geological aspects of engineering-geological surveys at the construction site of an underwater river crossing over the Kama River with a length of more than 700 meters. For the first time, an unmanned aerial vehicle has been effectively used to conduct engineering and geological surveys in the study area. The second innovative technology applied at the site was underwater echo sounding of the river bed and bottom. During surveys at the construction site of the crossing, the capabilities of a complex of traditional methods of engineering-geological surveys (geomorphological, geophysical, hydrogeological, physical-mechanical, etc.) were combined with innovative technologies: the use of a drone for reconnaissance and selection of the crossing site and echolocation of the river bottom to ensure minimization of the risks of destruction object. The passage of argillite-like calcareous sandy light hard clays of the Kazan stage (engineering-geological element-8) along the horizon is substantiated.

Keywords: siphon, soil, engineering-geological element, physical and mechanical properties, drone, riverbed echo sounder, horizontal directional drilling (HDD).

УДК 330.15:622

**С.К. Мустафин¹, А.Н. Трифонов²,
Г.С. Анисимова³, К.К. Стручков⁴**

¹Башкирский государственный университет, г.Уфа

²Ленинградский государственный университет
им. А.С. Пушкина, г.Пушкин

³Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск

⁴Северо-Восточный федеральный университет
им. М.К. Аммосова, г.Якутск

РТУТНАЯ БЕЗОПАСНОСТЬ В КОНТЕКСТЕ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ, ОЦЕНКИ И МОНИТОРИНГА ГЕОЛОГО-ЭКОЛОГИЧЕСКИХ РИСКОВ НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЯ

Ртуть как токсичный загрязнитель компонентов окружающей среды нуждается в количественной оценке масштабов эмиссии и миграции в процессе техногенной трансформации горнорудных районов. Особенности концентрации ртути в природном минеральном сырье, товарных продуктах и отходах переработки характеризуются на примере ртутьсодержащих медноколчеданных месторождений Урала. Ртуть использована как надёжный элемент-трассер эволюции техногенной системы: минеральное сырье - отходы недропользования – компоненты окружающей среды - продукты питания - организм человека. Комплексный подход рекомендуется для оптимизации прогнозирования, оценки и управления геолого-экологическими рисками, как инструментов геолого-экологического мониторинга современной системы горного инжиниринга.

Ключевые слова: Ртуть, токсичность, руда, концентрат, отходы, загрязнение окружающей среды.

DOI: 10.17072/chirvinsky.2022.171

Минаматская конвенция по ртути ООН (Minamata Convention on Mercury), вступившая в силу 16 августа 2017 г; подписанная 123 странами, ратифицированная 72, включая Российскую Федерацию (РФ), призвана защищать здоровье людей и окружающую среду от вредного воздействия ртути (Hg) и предусматривает сокращение производства содержащей Hg продукции, введение ограничений в горнодобывающую отрасль и производство цемента.

Месторождения Hg известны более чем в 40 странах мира, суммарные мировые ресурсы ртути оцениваются в 715 тыс. т, количественно учтенные запасы – в 324 тыс. т; по данным Геологической службы США в 2020 г. в мире было произведено 3700 тонн Hg, что на 200 тонн

меньше чем в 2019 г. (3900 т.). Странами-производителями Hg (в тоннах) были: Китай -3400, Таджикистан -100, Мексика – 60, Аргентина – 50, Перу – 40, Норвегия – 20, Кыргызстан – 15; остальные страны вместе получили 20 т. металла [5].

Согласно оценкам ЮНЕП, суммарные глобальные выбросы Hg в атмосферу (антропогенного и естественного происхождения) составляют 5000–8000 тонн в год. Реализация Проекта ЮНЕП-ГЭФ «Пилотная инвентаризация поступления Hg в окружающую среду в России» позволили оценить общий объём техногенной миграции супертоксиканта в окружающую среду (ОС) РФ в размере 1210 т/год; приоритетным источником эмиссии ртути в ОС является цветная металлургия; структура техногенной эмиссии Hg в ОС следующая (объём в тоннах / доля от общего поступления в процентах): в атмосферу – 36,599/31; в гидросферу – 14,879/68; в педосферу – 562,570/98; аккумулируется в отходах – 416,890/85 [4].

Государственным балансом запасов полезных ископаемых РФ учтено 26 месторождений Hg, в основном собственно ртутных преимущественно киноварного типа и три ртутьсодержащих медноколчеданных месторождения: Подольское в Республике Башкортостан (РБ), Талганское в Челябинской и Сафьяновское в Свердловской областях.

Добыча ртутных руд в РФ прекращена в 1992 г., а производство первичной Hg – в 1995 г. Вся Hg, производимая в стране, является продуктом ресайклинга (вторичной ртутью).

В РФ снижение использования Hg соответствует общемировой тенденции; потребление Hg на душу населения страны в 2001 г. составляло 1,1 г/год.

В рудах медноколчеданных месторождений Урала содержания Hg варьируют в широком диапазоне (г/т): Учалинского – 20–560, Сибайского месторождения (РБ) – 10–900, Гайского (Оренбургская область) – 1–90 г/т, Узельгинского (Челябинская обл.) – 0,0п–800 г/т.

В товарных продуктах обогатительных фабрик (ОФ) горно-обогатительных комбинатов (ГОК) Южного Урала - цинковых концентратах флотации средние содержания Hg составляют (г/т): для Учалинской – 53; Сибайской – 93; Гайской – 65. Основными минералом-концентратом ртути в рудах является сфалерит, содержащий от 70-250 г/т до 0,5-1,5% примеси токсиканта; блёкляя руда теннантит $Cu_{12}As_4S_{13}$ содержит до 3% примеси.

Содержание ртути в концентратах Учалинского ГОКа различны (г/т) и последовательно растут в ряду: пиритный – 5-15; медный – 28-41; цинковый – 76-123 [3].

В процессе обогащения медноколчеданных руд при их измельчении образуется высокодисперсная рудничная пыль, содержащая SiO_2 – 3–4%, Cu – 26 мкг/м³; Zn – 74 мкг/м³; Cd – 0,13 мкг/м³; Pb – 1,6 мкг/м³. У флотомашин ОФ Учалинского ГОКа содержания тяжёлых металлов в воздухе рабочей зоны превышают уровни ПДК в 2-3 раза. В составе исследованных проб волос работниц здесь в качестве токсикантов установлены (мг/кг): Hg – 0,6±0,06 (референтные значения 0,05-2,0) и Cd – 0,09±0,01 (референтные значения 0,05-0,25).

Таблица

Региональная структура балансовых запасов ртути в РФ [4]

Месторождение	Геолого-промышленный тип	Доля в запасах, %	Содержание Hg в руде, %
Собственно ртутные месторождения			
Краснодарский край			
Белокаменное	Кварц-дикитовый	2,3	0,47
Салинское	То же	2,4	0,42
Дальнее	То же	1,8	0,31
Каскадное	То же	0,1	0,14
Республика Сев. Осетия			
Тибское	Кварц-дикитовый	1,6	0,25
Алтайский край			
Сухонькое	Карбонатный	0,6	0,24
Республика Алтай			
Чаган-Узунское	Лиственитовый	7,0	0,42
Черемшанское	Карбонатный	0,1	0,50
Кемеровская область			
Куприяновское	Кварц-дикитовый	0,2	0,32
Республика Тыва			
Терлигхайское	Полиаргиллитовый	5,1	0,22
Камчатская область			
Ляпганайское	Опалитовый	3,5	0,63
Олоторское	То же	1,7	1,05
Чемпуринское	То же	0,7	1,07
Респ. Саха (Якутия)			
Звездочка	Кварц-дикитовый	6,2	1,59
Гал-Хая	То же	1,1	0,60
Северное	То же	0,4	1,09
Среднее	То же	0,3	3,40
Балгикакчан	То же	0,1	1,63
Хабаровский край			
Ланское	Полиаргиллитовый	1,2	0,52
Чукотский АО			
Тамватнейское	Лиственитовый	33,1	0,70
Западно-Паляинское	Кварц-дикитовый	24,0	0,53
Ртутьсодержащие месторождения			
Республика Башкортостан			
Подольское	Медно-колчеданный	4,6	0,0025
Челябинская область			
Талганское	То же	0,6	0,0059
Свердловская область			
Сафьяновское	То же	0,2	0,0014

На крупнейший в РФ, Челябинский электро-цинковый завод ежегодно поступает порядка 20 т Hg, эмиссия и потери которой (переход в кислоту, шлам, пыль) в процессе получения Zn из концентратов имеют следующую структуру (т): выбросы в атмосферу – 1, 229; шлам – 5,4; серная кислота – 5,0; в канализацию – 0,3; свинцовый кек – 3,0; медный кек – 0,4.

Мощными техногенными источниками загрязнения ОС являются ртутьсодержащие отходы добычи и обогащения медноколчеданных руд: 1) некондиционные руды, вскрышные породы, подотвальные, карьерные и шахтные воды, 2) лежалые и текущие хвосты флотации, неиспользуемый пиритный концентрат, фильтраты хвостохранилищ.

Содержания основных загрязнителей ОС в составе вскрышных пород и некондиционных руд медно-колчеданных месторождений, в целом характеризуют данные отношения концентрации металлов в крупнообъемных отходах добычи, аккумулированных на Северном отвале Сибайского карьера, к соответствующей величине уральского кларка (знаменатель) (%): Cu – 0,01/0,005; Zn – 0,4/0,06; Cd – 0,003/0,00002; Hg – 0,00072/0,000003.

Материал лежалых хвостов флотации ОФ ГОКов Южного Урала сегодня рассматривается как перспективный для ресайклинга вид многокомпонентного техногенного минерального сырья, однако пока что он служат лишь мощным техногенным источником генерирующим загрязнение ОС старых горнорудных районов.

Так в составе 27,67 млн т хвостов Сибайской ОФ содержатся: Cu – 0,20% (запасы 56072,5 т); Zn – 0,5% (135348,8 т); Cd – 0,02% (2435,5т), а в 40,8 млн т хвостов Учалинской ОФ содержатся: Cu – 0,30% (запасы 120396 т); Zn – 0,61% (247389 т); Cd – 0,003% (1163,73т). Минеральный состав представлен (%): пиритом – 57, сфалеритом – 1,1%, халькопиритом – 0,8%, оксидами железа – 2, вторичными сульфидами – 0,2%, нерудными минералами – 38,9%.

Важным источником эмиссии Hg в ОС для Южного Урала является зона окисления сульфидных месторождений, так называемые «железные шляпы» представленные мощными залежами бурых железняков. Ярким примером этому служит железная шляпа Учалинского месторождения из 1012 тыс. т бурых железняков которой было извлечено 12113 кг Au, 177469 кг Ag и 1598 кг природной металлической Hg. Природная амальгама золота по составу близкая к фазе $Au_{0,81}Hg_{0,19}$ ($\rho=17,854$ г/см³) размерами 0,01-0,1 мм в ассоциации с самородным золотом развита в бурых железняках месторождения Бакр-Узьяк. Для почвы зоны техногенного влияния Учалинского ГОКа установлены следующие

соотношения концентраций тяжёлых металлов (отношение содержаний элемента в почвах/в почвообразующих породах) (мг/кг): Cu – 509/325; Zn – 191,5/48,0; Cd – 0,2/0,6; Hg – 0,02/0,06.

Эфельные отвалы многочисленных золотоносных россыпей, добыча мелкого и тонкого металла (менее 0,1 мм) из которых, нередко составлявшего основную долю запасов золота на месторождениях Южного Урала, ранее традиционно осуществлялась с помощью технологии амальгамации. В золотилах из техногенных россыпей Авзянского рудно-россыпного района выявлены фазы по структуре близкие к Au_6Hg_5 ($\rho=16,872$ г/см³) и Au_8Hg_8 ($\rho=17,721$ г/см³).

Ртутьсодержащими являются лежалые хвосты золотодобычи Мало-Каранской и Сиратурской амальгамационных фабрик, Тубинской амальгамационной фабрики и др.

В хвостах Тубинской золотоизвлекательной фабрики (ЗИФ) аккумулярованных в объёме 40000 т содержатся 222,2 т Cu в концентрации 555,6 мг/кг; Zn – 249,3т (623,3 мг/кг), Cd – 0,523 т (1,33 мг/кг); Hg – 6,1 т (15,23 мг/кг).

Токсичность 2638800 т лежалых хвостов перколяции – отходов чанового выщелачивания золота цианированием Семёновской ЗИФ (СЗИФ), включённой в список горячих экологических точек РФ определяют: As – 786,72мг/кг (2076,0т); Hg – 22,28 (58,8т); Cd – 2,88мг/кг (7,622т); Cu – 584,2 мг/кг (1541,6т); Zn – 528,01мг/кг (1393,3т) [2].

Подземные воды также испытывают мощную техногенную нагрузку, на что указывает спектр и величины концентрации основных загрязнителей (мг/дм³): Cu – 0,029; Zn – 0,045; Cd – <0,0005; Hg – 0,00068 в скважине на промплощадке ЗИФ. Фильтрат жидкой фазы материала хвостохранилищ загрязняет подземные воды. В воде наблюдательной скважины установлено загрязнение превышающее значения ПДК: по Hg – от 14 до 59 раз; Cd до 2 раз.

В донных отложениях прудов СЗИФ, вместе с Hg, аккумуляруются: Cu, Zn, Cd, Pb, As.

Дефляция дисперсных частиц хвостов с сухой поверхности хвостохранилищ, обусловлено загрязнением Hg 90% исследованных проб атмосферного воздуха промплощадки СЗИФ и прилегающей территории поселка, кратно превышающим ПДК от 1,3 до 30 (0,009 мг/м³) раз. По данным снеговой съёмки площади 150 га, зона влияния СЗИФ установлена в радиусе 5 км от предприятия; загрязнителями являются Hg, As, Cd, Cu, Zn и др. [1].

Содержащиеся в хвостах токсиканты определяют степень техногенной нагрузки на почвенный слой прилегающих площадей

сельскохозяйственных угодий. В почвах зоны техногенного влияния СЗИФ выявлены следующие предельные уровни концентрации загрязнителей (мг/кг): Hg до 33540; As до 150; Cu до 173; Zn до 219; Pb до 1033,5; Cr до 275. Техногенная нагрузка на 1 м² площади СЗИФ и прилегающей территории поселка выше в 1,7–7,2 раза, чем на 1 м² сельскохозяйственных угодий зоны влияния предприятия.

В почвах приусадебных участков поселка в зоне влияния ЗИФ были выявлены следующие концентрации загрязнителей превышающие соответствующие величины ПДК: Hg – до 1,1; Cu – до 1,1; Zn – до 1,6; Pb – до 32,3; As – до 70; содержание Tl определяется в интервале значений < 1,0–1,7 мг/кг, Se – 0,4–10,9 мг/кг.

Оценка содержания тяжелых металлов в пищевых продуктах местного производства и биосубстратах работников СЗИФ и жителей поселка произведена группой исследователей Уфимского научно-исследовательского института медицины труда и экологии человека.

Для определения уровня поступления Hg и других техногенных загрязнителей в организм жителей поселка было исследовано продовольственное сырьё и пищевые продукты местного производства животного и растительного происхождения. Исследовались продукты, составляющие основной рацион питания местного населения, выращенные на приусадебных участках поселка. В число отобранных 69 проб различных продуктов питания входили: 11 проб молока, 12 проб масла, 6 проб яиц, 40 проб овощей, представленных капустой, свеклой, морковью, луком. Зерновые культуры (пшеница, овес) и горох для анализа отбирались на полях, прилегающих к санитарно-защитной зоне предприятия.

Уровни концентрации Hg, Cu, Pb, Cd и As в горохе, пшенице, овсе, выращенных на сельскохозяйственных угодьях зоны техногенного влияния СЗИФ различны.

В свекле установлены Cd содержания, которого превышают значение ПДК в 1,2 раза и Hg в концентрации превышающей пороговое значение ПДК в 1,1 раза.

Для Hg в моркови, капусте, томатах и зерновых установлены концентрации от 0,0026 до 0,0095 мг/кг, что не превышает гигиенические нормы; вместе с тем в четырех пробах картофеля выявлено превышение уровня ПДК от 1,3 до 2,1 раза.

Исследование содержания Hg в продуктах животного происхождения показало, что наиболее загрязненным является коровье молоко. Минимальное содержание Hg определено на уровне 0,0264 мг/кг, что в 5,3 раза выше соответствующих значений ПДК, максимальные же концентрации загрязнителя 0,0439 мг/кг превышают ПДК в 8,8 раза.

Содержание Hg в куриных яйцах, значительно ниже значения существующего норматива.

Техногенная нагрузка на ОС региона в зонах воздействия различных предприятий горнорудного комплекса проявляется в загрязнении тяжёлыми металлами ряда продуктов местного производства из рациона питания местного населения.

После закрытия СЗИФ научная группа Уфимского НИИ медицины труда и экологии человека провела исследование концентрации Hg в биосубстратах работников предприятия (128 обследованных) и их детей (16 обследованных); исследованиями были охвачены 21,8 % из 660 жителей поселка; практически все трудоспособное население поселка работает или ранее работало на ЗИФ. Определение уровней содержания Hg в биосредах работников ЗИФ и их детей произведено в следующих объемах (пробы): кровь – 144, моча – 16, волосы – 38, зубы – 9, ногти – 40, слюна – 15, грудное молоко кормящих матерей – 2.

Hg обнаружена в крови у всей группы обследованных в концентрациях от 0,00085 до 0,12975 мг/л. Превышение уровня для населения, не подвергшегося воздействию Hg в производственных условиях (0,005 мг/л) выявлено у 57% обследованных взрослых и 31% детей. Известно, что содержание Hg в волосах в период их формирования прямо пропорционально ее концентрации в крови. У всех обследованных жителей поселка и работников ЗИФ Hg в волосах обнаруживается на уровне значений от 0,0100 до 1,4071 мг/кг при среднем 0,29715 мг/кг.

У 100% обследованных работников СЗИФ Hg обнаружена в моче в концентрациях от 0,00103 до 0,0102 мг/л (среднее 0,00442 мг/л). Физиологически допустимый уровень содержания Hg в моче равный 0,005 мг/л не превышен у 68,75% обследованных; на уровне критических значений (0,0075-0,0150 мг/л) токсикант обнаружен у 12,5% обследованных.

В грудном молоке кормящих матерей, проживающих в поселке установлены концентрации Hg в количествах 26,15 и 35,9 мкг/л, что существенно превышает приведенные ВОЗ значения для содержания этого токсиканта в грудном молоке женщин Европы.

Результаты исследований, позволяют использовать Hg в качестве надёжного элемента-трассера для региональной оценки эмиссии и миграции техногенного загрязнения всех компонентов ОС – атмосферы, гидросферы, педосферы, биосферы (включая организм человека) в зонах техногенного воздействия предприятий горнорудного комплекса.

В последнее десятилетие при золотодобыче на территории РБ применяются геотехнологии кучного выщелачивания золота (КВ)

цианированием и подземного выщелачивания (ПВ) хлоринацией. Оценки воздействия на все компоненты ОС процессов КВ и ПВ, даны применительно к условиям размещения предприятий и составу минерального сырья; одним из приоритетных токсикантов для мониторинга состояния ОС является Hg.

Приведённые выше материалы, характеризующие Hg как источник экологических рисков недропользования, могут оказаться полезными при прогнозировании и оценке геолого-экологических рисков как параметров мониторинга в системе горного инжиниринга как традиционных, так и инновационных (КВ, ПВ, бактериальное выщелачивание и др.) технологий освоения как ртутьсодержащих, так и собственно ртутных месторождений РФ.

На месторождениях Таймыра и Кольского полуострова разрабатываемых предприятиями ПАО «ГМК «Норильский никель» ежегодно добывается и перерабатывается порядка 18,5–19,8 млн т сульфидных медно-никелевых руд, в составе которых в техногенную миграцию вовлекается Hg среднее содержание которой оценивается в 1 г/т [4].

В рудах месторождений олова Приморского и Красноярского краёв среднее содержание Hg оценивается величиной 0,1 г/т. В оловянных концентратах месторождений Республики Саха (Якутия) и Забайкалья содержание токсиканта варьируют в широком диапазоне значений от 0,01 до 1,89 г/т, в оловянных концентратах содержащих сульфиды содержания Hg более устойчивы – 0,7–0,8 г/т.

Устойчивые примеси Hg известны в минеральном сырье различных месторождений олова Дальневосточного федерального округа (%): Валькумей (Чукотская АО) от 0,40 до 1,85, в среднем 0,86; Фестивальное (Дальний Восток) – от 1,27 до 2,64, в среднем 1,89; Хрустальное (Приморье) – от 0,98 до 1,87, в среднем 1,34 [3].

ОАО «Новосибирский оловянный комбинат» использует эффективную систему пылеулавливания, позволяющую осадить на фильтрах очистных установок не менее 60% ртути из отходящих газов, однако примерно 5 кг токсиканта всё же поступает в атмосферу.

Выбросы Hg в атмосферу и ее поступление в отходы при добыче и переработке цинка, олова, никеля и меди в РФ по заключению экспертов составили, (в тоннах) [4]:

При производстве цинка: Hg в концентратах – 31; эмиссия в атмосферу – 1,9; Hg в твёрдых отходах помимо хвостов – 8,5; сброс в канализацию – 0,2.

При производстве никеля и меди (предприятия «ГМК «Норильский никель»): Hg в рудах – 24,8; Hg в концентратах – 5,9;

эмиссия Hg в атмосферу – 3,1; Hg в хвостах – 18,9

При производстве олова: Hg в концентратах – 0,01; эмиссия Hg в атмосферу – 0,005.

В связи с принятием Минаматской конвенции возрастает актуальность управления экологическими рисками процессов КВ перспективных ртутьсодержащих месторождений золота так называемого «невадийского» или «карлин-типа» в США, КНР, Иране, РФ и др. Для РС(Я) такой мониторинг потребуется при комплексном освоении КВ золото-ртутного месторождения Кючюс, руды которого содержат от 130 до 500 г/т Hg [2].

Изложенные в сообщении результаты использования Hg в качестве регионального индикатора оценки геолого-экологических рисков недропользования, охарактеризованного на примере разнотипных минеральных месторождений старых горнорудных районов Южного Урала, рекомендуется использовать для формирования оптимальной системы инструментов для прогнозирования и оценки масштабов и контрастности техногенной трансформации компонентов ОС в других регионах РФ. При этом, особое внимание следует уделить территориям нового освоения, начало процесса реализации стратегии оптимального недропользования в пределах которых потребует привлечение всех ресурсов системы современного горного инжиниринга для обеспечения стратегии сырьевой безопасности РФ.

Геоэкологические риски, связанные с Hg в составе минерального сырья и товарной продукции, актуальны практически для всех предприятий газо- и угледобычи ТЭК РФ [6].

Библиографический список

1. *Абдрахманов Р.Ф., Попов В.Г.* Геохимия и формирование подземных вод Южного Урала – Уфа: АН РБ, Гилем, 2010. – 420 с.
2. *Мустафин С.К., Анисимова Г.С.* Геоэкологические проблемы добычи ртути как полезного ископаемого и источника экологических рисков. Материалы Всероссийской научно-практической конференции «Роль и место мелко- и средне-масштабных геохимических работ в системе геологического изучения недр». Том II. – М.: ИМГРЭ, 2018. – С. 118-119.
3. Оценка поступления ртути в окружающую среду с территории Российской Федерации. План действий Совета Арктики по предотвращению загрязнения Арктики (АСАР/ПДСА), Федеральная служба по экологическому, технологическому и атомному надзору в сотрудничестве с Датским Агентством по охране окружающей среды. ДАООС, Копенгаген, 2005. - 322 с.
4. *Романов А.А., Игнатьева Ю.С., Морозова И.А. и др.* Ртутное загрязнение в России: проблемы и рекомендации. М.: АО «НИИ Атмосфера», Центр «Эко-Согласие», IPEN, 2018. – 104 с.
5. Mercury. Mineral commodity summaries 2021: U.S. Geological Survey. – P. 106-107.
6. *Mustafin S.K., Trifonov A.N., Anisimova G.S., Struchkov K.K.* Mercury as an

indicator of geological and environmental risks in the development of various mineral raw materials. Evolution of Biosphere and Technogenesis (2nd EBT 2021) IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science 962 (2022) 012056 IOP Publishing. doi:10.1088/1755-1315/962/1/012056.

MERCURY SAFETY IN THE CONTEXT OF FORECASTING,
ASSESSING AND MONITORING THE GEOLOGICAL AND
ENVIRONMENTAL RISKS OF SUBSOIL USE.

S.K. Mustafin, A.N. Trifonov, G.S. Anisimova, K.K. Struchkov

sabir.mustafin@yandex.ru

Mercury as a toxic pollutant of environmental components requires a quantitative assessment of the scale of emission and migration in the process of technogenic transformation of mining regions. The specific features of the concentration of mercury in natural mineral raw materials, commercial products and processing wastes are characterized by the example of mercury-containing copper pyrite deposits in the Urals. Mercury is used as a reliable element-tracer of the evolution of the technogenic system: mineral raw materials - subsoil waste - environmental components - food products - the human organism. An integrated approach is recommended for optimizing forecasting, assessment and management of geological and environmental risks as tools for geological and environmental monitoring of a modern mining engineering system.

Keywords: Mercury, toxicity, ore, concentrate, waste, environmental pollution.

УДК 553.3

**В.А. Наумов^{1,2}, О.Б. Наумова², В.Н. Брюхов^{1,2},
В.В. Голдырев^{1,2}, В.Н. Голдырев^{1,2}, К.И. Плюснина^{1,2}**

¹Естественнонаучный институт Пермского государственного
национального исследовательского университета, г. Пермь

²Пермский государственный национальный исследовательский
университет, г. Пермь

ПРИРОДОПОДОБНЫЕ ТЕХНОЛОГИИ НА ПУТИ ОСВОЕНИЯ ТЕХНОГЕННО-МИНЕРАЛЬНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Отработка месторождений полезных ископаемых рассматривается как самостоятельный геологический процесс. Рассмотрены природоподобные технологии, которые могут быть использованы не только для «живой», но и «неживой» природы. Продукты переработки месторождений рассмотрены не как «отходы производства», а как неоцененный минеральный ресурс. Показано, что неизвлекаемые компоненты руд, которые могли бы обеспечить реализацию дополнительной продукции и экономии при использовании природных ресурсов, создают экологические проблемы при разрушении их в отвалах. Разработан алгоритм прогнозной оценки перспектив использования и управления веществом составом техногенно-минеральных образований, определены участки отбора проб и методы их изучения.

Ключевые слова: природоподобные технологии, техногенно-минеральные образования

DOI: 10.17072/chirvinsky.2022.181

Отработка месторождений полезных ископаемых рассматривается нами как самостоятельный геологический процесс, где геологическим агентом выступает «техническая деятельность человека, вооруженного техникой» [1] – процесс техногенеза, результатом которого является преобразованное вещество – техногенно-минеральные образования (ТМО). Геологический процесс преобразования вещественного состава ТМО в природных условиях определяется нами как техногеогенез [2,4,5] и представляет собой по сути гипергенез (эпигенез) ТМО. Но, поскольку, он реализуется в ТМО, то эта его качественная характеристика позволяет его выделить в отдельный тип и отличать от природных процессов гипергенеза. Особенностью процессов техногенеза и техногеогенеза является то, что это процессы управляемые человеком [1,5], часто без должного осознания, понимания и прогноза получаемого результата. Они сочетают в себе элементы природных процессов и результат направленной

деятельности человека, который может быть назван природоподобными процессами или технологиями.

Этот термин широко использует М.В. Ковальчук [9], который рассматривает «природоподобные технологии» как результат конвергентности (сближения) знаний, полученных разными отраслями наук, где наука сводит все части разрозненных знаний разных отраслей в единую общую – осознанную природоподобную систему. При конвергенции знаний основной упор делается на процессы сближения знаний о «живой» природе. По его мнению, все созданное рукотворное (техногенное) должно пройти естественный отбор и осознанно сохранится то, что отвечает принципам жизнестойкости, равновесия и гармонии с природой.

Однако рамки природоподобных технологий могут быть расширены. Принципы выделения таких технологий могут быть использованы не только для «живой», но и «неживой» природы. Их следует распространить на минеральное вещество, и рассматривать как осознанное управление изменением состава и качества минерального вещества и пространства геологической среды.

Под природоподобными технологиями в отношении минерального вещества мы рассматриваем техногенные и техногеогенные процессы осознанного изменения геологической среды. Их влияние распространяется на эндогенные и экзогенные геологические процессы, активированные человеком. Их следует рассматривать как новый этап развития ноосферы – техносферный этап. В настоящее время это часто неосознанные нами, но находящиеся в прямой зависимости от совершенных человеком действий, то есть управляемые нами процессы. Результаты геологической деятельности «человека, вооруженного техникой» и активировавшего техногеогенные процессы ведут к преобразованию вещества и пространства в техногенно-минеральной инфраструктуре и проявляют себя на границе взаимодействия лито-, био-, гидро-, атмо- и социосферы. С точки зрения живой природы, они приводят как к негативным, так и позитивным изменениям и последствиям для человека. Получая ТМО, человек запускает механизмы преобразования вещества и пространства, изменяет состав и свойства окружающей среды, в том числе и работу «заводов в недрах».

Задача природоподобных технологий освоения ТМО – научиться управлять этими механизмами за счет использования, в первую очередь, природных закономерностей поведения вещества и пространства, гармонизируя их с новыми условиями техногенной среды, вещественного состава разных типов твердой и жидкой части ТМО месторождений. Наиболее существенные техногенные изменения минерального вещества прослеживаются для сульфидных руд.

Если при формировании россыпей «работают» природные геологические процессы (технологии) разрушения, переноса и аккумуляции, то для отработки рудных месторождений характерно, что функции дезинтеграции, перемещения и складирования переработанного вещества (в т.ч., отвалов) взял на себя человек. С помощью технических средств и энергетических затрат он добивается подобного результата по дифференциации вещества и получению разнозернистых полезных и бесполезных продуктов.

Продукты переработки месторождений (ТМО) мы рассматриваем не как «отходы производства» [5,8], а как неоцененный минеральный ресурс, в который вложены существенные энергозатраты. Следовательно, и отношение к ТМО, как продукту осознанной деятельности человека, должно быть направлено на максимально полное использование или складирование твердой и жидкой фазы таким образом, чтобы минимизировать влияние на изменение состава и структуры окружающей среды.

Другой основой нашего подхода является позиция, что «отходов горного производства» не существует. Есть неоцененный минеральный ресурс, извлечение и использование которого считается невыгодным при современных *юридических, экономических и технологических* подходах. Именно неизвлекаемые компоненты руд, которые могли бы обеспечить реализацию дополнительной продукции и экономию при использовании природных ресурсов, создают экологические проблемы при разрушении их в отвалах.

Юридический механизм перевода предприятиями ТМО из «отходов производства» в продукты технологического передела прописан в документах о «наиболее доступных технологиях» [3]. Положительный эффект формируется путем уменьшения сумм природоохранных платежей «за счет: 1) снижения объема эмиссий, применения коэффициента «0» к ставке платы за негативное воздействие на окружающую среду по п. 5 ст. 16.3; 2) налоговых льгот, предусмотренных ст. 17; 3) государственной поддержки (выделение средств федерального бюджета и бюджетов субъектов РФ с целью содействия в осуществлении инвестиционной деятельности, направленной на внедрение наилучших доступных технологий и реализацию иных мер по снижению негативного воздействия на окружающую среду), согласно ст. 17» [7]. Однако на практике количество юридических ограничений по сути «связывает руки» предприятию в освоении своих же ТМО и не позволяет их эффективно использовать.

Экономические подходы, применяемые в настоящее время, обеспечивают «сиюминутную» выгоду, рассчитаны на краткосрочный период времени, быстрое получение прибыли от разработки мономинерального

продукта месторождения без учета комплексности освоения и экологических последствий от разработки. Экономические механизмы не позволяют гармонизировать изменение состава и качества окружающей среды с результатом отработки месторождений. Экологические действия направлены на воссоздание прежнего состояния среды, а не на использование ее новых качеств и приобретенных в процессе разработки положительных черт от проведенных изменений.

Технологическое развитие современного производства позволяет применять новые подходы и расширить ассортимент и качество продукции, производство которой возможно на основе использования ТМО. На сегодняшний день практически апробированы и получены положительные решения работы с ТМО на примере месторождений золота. Известны технологии управления составом и качеством, обеспечивающие комплексное освоение вещества и снижение негативного воздействия на изменение состава и качества окружающей среды. Технологии направлены на обеспечение перехода от освоения мономинеральных месторождений к разработке месторождений как поликомпонентных систем на основе изучения форм нахождения попутных полезных компонентов (минерал, изоморфная примесь, элемент в кристаллической решетке минерала), технологических свойств. Разработаны технологии изучения и отработки месторождений, позволяющие производить извлечение комплекса полезных компонентов из вещества месторождения в одновременном или последовательном режиме в виде природных руд, вмещающих пород или растворимых соединений.

Природоподобные технологии следует вовлекать в полный технологический цикл разработки, обогащения вещества месторождений, управления качеством, составом ТМО и путями их использования. Основное преимущество использования природоподобных технологий заключается в том, что они направлены на устранение причин, а не на внедрение технологий борьбы с последствиями и снижением воздействия на изменение состава и качества окружающей среды. Результатом разработки и внедрения технологий является обеспечение выхода горно-геологических производств на четвертый, пятый и шестой индустриальный технологический уклад, что может быть достигнуто путём следующего.

1. Повышения степени извлечения полезных компонентов из вещества обрабатываемых месторождений. Оценки комплекса продуктов, которые целесообразно извлекать на основании геологического изучения вещественного состава месторождения. Неизвлекаемые из недр в технологическом процессе обогащения полезные компоненты (Fe, Cu, Zn, Hg, Ni в виде сульфидов и сульфатов; Fe, Mg, Al в виде оксидов и

гидроксидов; К, Na, Mg в виде галогенидов и др.) поступают в окружающую среду и являются основным источником изменения ее состава, оказывают негативное для человека и биосферы влияние, изменяя свойства и состав окружающей среды.

2. Изучения форм нахождения полезных компонентов природных соединений (микро- и наноминералогия), механизмов их трансформации, скорости и последовательности изменения состава в техногенных образованиях. На их основе возможна организация процессов управления составом и качеством окружающей среды или более полное извлечение полезных компонентов.

3. Разработки технологий управления вещественным составом на макро-, микро- и наноуровне: ускорением или торможением протекания природно-техногенных процессов преобразования вещества в техногенно-минеральных образованиях, обеспечивающих извлечение полезных компонентов в составе твердой, гидроминеральной и газовой фазы; перевод компонентов на микро- и наноуровень с целью концентрирования, локализации и вывода полезных компонентов из состава месторождений и ТМО, недопущения их поступления в окружающую среду

4. Использования нанобио- и хемотехнологий укрупнения и диспергации минеральных форм, переводом их в состояние благоприятное для извлечения существующими и перспективными технологиями обогащения минерального вещества и химических элементов.

Начальный этап разработки и внедрения природоподобных технологий на предприятиях по добыче золота, меди включает проведение исследований с разработкой рекомендаций по совершенствованию технологической схемы отработки вещества месторождений. Основные природоподобные технологии — это технологии разрушения, переноса и аккумуляции золотоносных фаз, в том числе: 1) диагностика изменений состава, управление процессами консервации отвалов и высвобождения золота из сульфидов; 2) управление механизмами миграции и концентрации золота в определенных условиях в техногенных отвалах; 3) управление процессами осаждения золота в процессе механической, физико-химической и биохимической дифференциации и интеграции вещества (твердая и жидкая фаза) и золота в техногенных образованиях.

Нами разработан алгоритм прогнозной оценки перспектив использования и управления вещественным составом ТМО, определены участки отбора проб и методы их изучения. Ниже изложены основные оценочные параметры или ответы на вопросы, которые надо получить при изучении объектов недропользования.

1. Генетический и горно-промышленный тип месторождения;

необходимо знание геологической истории и последовательности формирования продуктивных и вмещающих рудный объект толщ.

2. Вещественный состав исходных руд, вскрышных и вмещающих пород; необходимо провести анализ первичной информации опубликованных и фондовых источников по составу пород и руд; основные минералы-концентраты металлов в рудах и вскрышных породах, анализ их минерального, химического состава; основные формы нахождения металлов в рудах и породах.

3. Технологии разработки и обогащения сульфидных руд, типы концентратов, вероятные потери металлов разных форм нахождения [6].

4. Типы твердых и жидких (гидроминеральных) ТМО, образующиеся на разных этапах технологического передела исходных руд;

5. Технологии и условия формирования (складирования) отвальной комплекса (вскрышные породы, шламовое хозяйство)

6. Минеральный и химический состав твердой части текущих и лежалых ТМО с выделением рудной и нерудной ассоциации минералов.

7. Содержание и основные формы нахождения цветных и благородных металлов (в свободном виде, в сростках, пленках, разных минералах, химический состав соединений).

8. Химический состав внутриотвальных, подотвальных и поверхностных вод, динамика их изменения в связи с изменением водного режима.

9. Анализ и определение способов концентрирования и извлечения металлов из вод (физико-химические процессы концентрирования, извлечение в концентрат, разделение металлов); оценка возможных технологических решений извлечения металлов из отвальных вод.

10. Физико-химическое лабораторное и натурное моделирование процессов высвобождения (разложения) минералов-концентратов металлов под воздействием атмосферных осадков, технологических минерализованных вод, в т. ч. при промораживании и оттаивании осадков и вод; определение кинетики и динамики перевода металлов из минералов-концентратов в воды для разработки технологии управления их составом.

11. Определение оптимальных концентраций металлов, экономически выгодных к извлечению при существующих технологических решениях.

12. Экономическая оценка эффективности схем извлечения металлов из отвальных вод.

13. Вероятные направления использования твердой рудной, нерудной части и жидкой фазы ТМО.

14. Выработка рекомендаций по управлению системами

раздельного складирования твердой части и концентрирования металлов в отвальных водах.

Для получения достоверной информации важно дополнительно выполнить комплекс минералого-петрографических и химических исследований.

Библиографический список

1. *Емлин Э.Ф.* Техногенез колчеданных месторождений Урала. Свердловск. Урал. ун-т, 1991. 256 с.
2. *Иванов О.К.* Техногенез — новый генетический тип современных геологических процессов // Минералогия техногенеза. Миасс 2002. С. 280-287.
3. Информационно-технический справочник по наилучшим доступным технологиям. Добыча драгоценных металлов. ИТС 49 – 2017. Москва, 2017. Бюро НДТ. 143 с. Дата введения 2018-06-01.
4. *Наумов В.А.* Минерогения. техногенез, и перспективы комплексного освоения аллювия. Автореф. дисс... доктора г.-м.н. Пермь, 2011. 42 с.
5. *Наумов В.А., Наумова О.Б.* Научные основы геологии техногенно-минеральных образований // Геология и полезные ископаемые Западного Урала. 2017. № 17. С. 16-20.
6. *Подчерзцев Н.О., Курнаков Г.В., Наумов В.А.* Структура технологических потерь золота при разработке одной из россыпей Урала // Геология и полезные ископаемые Западного Урала. 2019. № 2 (39). С. 108-111.
7. Федеральный закон от 10.01.2002 N 7-ФЗ (ред. от 27.12.2019) «Об охране окружающей среды»
8. *Шило Н.А.* Учение о россыпях. М.: Академия горных наук, 2000. 632 с.
9. *Kovalchuk M.V., Naraikin O.S., Yatsishina E.B.* Nature-like technologies: new opportunities and new challenges // Вестник Российской академии наук. - 2019. - Vol. 89. - N. 5. - P. 455-465. doi: 10.31857/S0869-5873895455-465

NATURAL-LIKE TECHNOLOGIES ON THE WAY OF DEVELOPING TECHNOGENIC-MINERAL FORMATIONS

**V.A. Naumov, O.B. Naumova, V.N. Bryukhov, V.V. Goldyrev,
V.N. Goldyrev, K.I. Plyusnina**

naumov@psu.ru

The development of mineral deposits is considered as an independent geological process. Nature-like technologies are considered, which can be used not only for «living», but also for «inanimate» nature. The products of processing deposits are considered not as “production waste”, but as an not rated mineral resource. It is shown that non-recoverable ore components, which could ensure the sale of additional products and savings in the use of natural resources, create environmental problems when they are destroyed in dumps. An algorithm for predictive assessment of the prospects for the use and management of the material composition of technogenic-mineral formations has been developed, sampling sites and methods for their study have been determined.

Keywords: natural-like technologies, technogenic mineral formations.

Б.М. Осовецкий

Пермский государственный национальный
исследовательский университет, Пермь

АКТУАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ НАНОМИНЕРАЛОГИИ

В статье рассмотрены некоторые направления наноминералогических исследований, представляющих особый интерес для преподавательской деятельности. Обсуждаются современные представления о систематике наноразмерных объектов, о минералоидах и некоторые сведения из генетической наноминералогии. Отмечено широкое применение наноминералогической информации при решении нанотехнологических проблем, в т.ч. при извлечении тонкого золота.

Ключевые слова: наноминералогия, классификация, минералоид, генезис, золото.

DOI: 10.17072/chirvinsky.2022.188

Становление наноминералогии как одного из разделов минералогической науки произошло на рубеже XX и XXI веков и явилось результатом существенного прогресса в методах изучения минерального вещества. Основную роль в этом играли методы электроннозондовой, автоионной, высокоразрешающей электронной микроскопии, рентгеновской дифрактометрии и спектроскопии.

Одновременно с наноминералогией происходило зарождение нанофизики, нанохимии и нанобиологии, а также стремительный прогресс в области нанотехнологических разработок. Последние практически сразу же получили широкое применение в различных областях производства, особенно в материаловедении и наноэлектронике.

В становлении наноминералогии большую роль сыграли выдающиеся представители академической науки России (Н.П.Юшкин, А.М.Асхабов, Т.Г.Шумилова, В.Г.Моисеенко, В.И.Силаев, Д.В.Камашев, О.Б.Котова, В.А.Петровский, Ю.Л.Войтеховский и др.). В стране с 1995 г. Минералогическим обществом России было организовано большое количество тематических научных конференций по наноминералогии, создано Нанотехнологическое общество России [1, 2, 9-11].

Интерес к наноминералогическим разработкам в нашей стране проявляют литологи, геохимики и нефтяники, которые в 2018 г. организовали международную конференцию, посвященную тематике

«Нанотехнологии для нефтегазового комплекса».

Ниже рассмотрены некоторые актуальные проблемы наноминералогии, заслуживающие особого внимания при разработке и совершенствовании учебных курсов по минералогии, а также спецкурсов.

Систематика наноминерального мира. Одной из принципиально важных для наноминералогии является проблема систематики наноразмерных объектов. Задача эта оказалась исключительно сложной и полностью не решена до сих пор. Основной причиной, обуславливающей трудности с систематикой нанообъектов, является разнообразие их внутреннего строения, морфологических особенностей, существенное различие наноиндивидов разной крупности и т.д. В отличие от кристаллического вещества, внутреннее строение которого характеризуется моделью пространственной решетки (т.е. структуры кристаллических веществ являются трехмерными), нанообъекты могут быть не только трехмерными, но чаще всего одно- и двумерными. Кроме того, даже кристаллические нанообъекты существенно отличаются по структуре от микро- и макрокристаллов.

Важнейшей особенностью наноразмерного минерального мира является большое разнообразие форм нахождения нановещества и степень сложности их внутреннего строения. Так, особенно заметно различие наноиндивидов, наноагрегатов и наноструктур.

Единой и общепринятой классификации нановещества пока не существует. На данном этапе разрабатываются частные систематики нанообъектов на основе различных признаков. Среди них наиболее распространенными являются следующие: 1) общая систематика нановещества, основанная на относительной ориентировке материальных частиц в пространстве (по аналогии с кристаллическим веществом с трехмерной ориентировкой частиц, характеризуемой моделью пространственной решетки), 2) систематика нанообъектов по степени сложности их структуры, 3) систематика наноструктур с присутствием участков (блоков) кристаллического и аморфного строения, 4) систематика по свойствам наноматериалов, используемых в нанотехнологиях [8].

Общая систематика нанообъектов. Среди наноразмерных минеральных объектов в первом приближении с учетом наиболее общих особенностей их внутреннего строения предлагается выделить следующие категории:

- 1) нульмерные объекты,
- 2) одномерные структуры,
- 3) двумерные структуры,
- 4) трехмерные структуры.

Нульмерные объекты (кластеры) рассматриваются как практически не имеющие измерений в общепринятом смысле этого слова. Их размеры (1–5 нм) соответствуют нижней границе наноразмерного диапазона. Они представляют собой комплект сравнительно небольшого количества плотно упакованных атомов, являются компактными и простейшими по структуре.

К одномерным объектам относятся структуры, протяженные в одном направлении. Их размеры в длину часто намного превышают 100 нм. В двух других направлениях поперечники являются наноразмерными. С учетом морфологических различий среди них выделяют наностержни, нанонити, нанотрубки и наноленты. Одномерные наноструктуры характерны для простых веществ (C, Si, Ge, Sb, Se, Au, Ag, Fe, Ni, Cu), бинарных соединений (MgO, Al₂O₃, SnO₂, TiO₂, ZnO), гидридов, карбидов и т.д.

Среди двумерных наноструктур выявлена разнообразная иерархия нанообъектов: тонкие пленки, нанопластины, монослои и др. Для них только один параметр является наноразмерным. Вещества, способные образовывать такие наноструктуры, в химическом отношении представлены весьма разнообразными соединениями.

К трехмерным объектам относятся как наночастицы объемного облика, так и нанокомпозиты. Они отличаются от нульмерных объектов значительно большими размерами и более сложным строением. В химическом отношении они обычно представляют собой гетерофазные структуры.

Достоинство данного принципа систематики – простота и единообразие. Однако существенным недостатком является тот факт, что в ней не учитывается состояние вещества (кристаллическое или аморфное), что для наноминеральных объектов является принципиально важным. В частности, трехмерные объекты являются как кристаллическими веществами с расположением атомов в соответствии с законами пространственной решетки, так и аморфными. Кроме того, присутствуют наноструктуры смешанного и переходного типа между кристаллическим и аморфным состоянием вещества.

Систематика нанообъектов по степени сложности их структуры. На данном этапе использование этого классификационного признака осложняется большим разнообразием и недостаточным представлением о внутреннем строении нанообъектов. В частности, с каждым годом обнаруживаются новые нанообъекты, которые невозможно включить в предлагаемые таксоны. Тем не менее, в первом приближении достаточно отчетливо различаются три группы нанообъектов по степени

сложности их структуры: наноиндивиды, фуллерены и наноструктуры.

Наноиндивиды подразделяются на кластеры (1–5 нм) и собственно наноразмерные частицы (5–100 нм). Последние широко распространены в корях выветривания (глинистые минералы) и биохомогенных осадках.

Часто наноиндивиды находятся внутри макро- или микрокристаллов минералов, где они занимают позиции точечных, линейных и плоскостных дефектов, а иногда являются наноблоками в сложных структурах. В частности, детально изучены нановключения магнетита, корунда, омфациита, вюститита и графита размером до 10 нм в алмазах Якутской алмазоносной провинции. Некоторые черные кластеры представляют собой закономерные срастания сульфидов и графита. Выявление таких ассоциаций на наноразмерном уровне имеет важное петрологическое значение, поскольку указывает на особый химический состав начальной среды мантийного минералообразования.

Наночастицы золота кубической формы размером в несколько десятков нанометров были обнаружены в халцедоновидном кварце месторождения Советское, Енисейский кряж [6].

Исследованы также нановключения оксида германия (GeO_2) в составе зерен кварца из кварц-полевошпатовой жилы вольфрам-молибденового месторождения. Они располагаются на стыке зон перехода а-кварца в б-кварц и, вероятно, выполняют стабилизационную роль в условиях неравномерного фазового перехода в объеме минерала.

Установлено также присутствие наноразмерного коллоидного вещества в структуре галита в виде мицелл металлического натрия размером около 80 нм. Соответствующие центры являются причиной яркой синей окраски галита. Кроме того, в галите некоторых участков солеродного бассейна обнаружены более крупные частицы натрия, имеющие агрегатное строение, что указывает на процесс агрегации коллоидных наноразмерных частиц натрия в ходе осадконакопления. При достижении размеров более 100 нм такие агрегаты перестают оказывать окрашивающее действие в минерале.

Фуллерены – это шаровидные полые молекулы, состоящие из разного количества атомов углерода. Возможность существования таких модификаций углерода, помимо алмаза и графита, была теоретически предсказана Е. Осавой еще в 70-годах прошлого столетия. Наиболее исследованным является фуллерен C_{60} , состоящий из 60 атомов углерода (диаметр 0,714 нм), который впервые был обнаружен в 1985 г.

Наиболее простая модель фуллерена может быть представлена в виде округлого кристалла, состоящего только из поверхностных атомов.

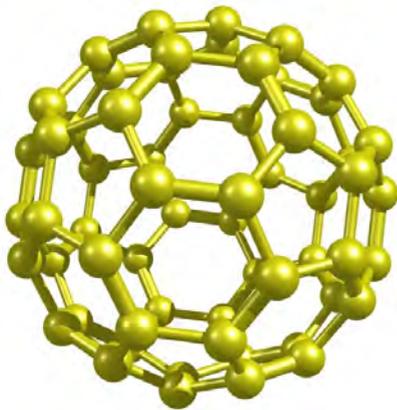


Рис. 1. Модель структуры фуллерена C_{60}

углерода: низшие (количество атомов углерода от 20 до 58: C_{20} , C_{24} и т.д.), высшие (C_{60} , C_{70} , C_{72} , C_{76} , C_{90}) и гиперфуллерены (C_{240} , C_{540} , C_{960} , C_{1250} и др.).

Нанопустотное пространство внутри фуллеренов является объектом особого внимания. Наиболее важной для практических целей является возможность размещения в нем дополнительных атомов, что было реализовано экспериментально и привело к появлению принципиально нового вида фуллеренов, которые подразделяются на две группы: экзоэдральные и эндоэдральные (рис. 2).

К наноструктурам относят наиболее сложные по строению нановещества. Предложено несколько вариантов их систематики, в которых

С геометрической точки зрения он представляет собой трехмерный выпуклый полиэдр, на поверхности которого имеются только пяти- и шестиугольные грани (рис. 1). Толщина поверхностной оболочки фуллерена составляет всего 0,1 нм.

В настоящее время количество фуллеренов представляется практически бесконечным. Предложено несколько вариантов их систематики. В простейшей из них фуллерены разделяются на три группы по количеству атомов

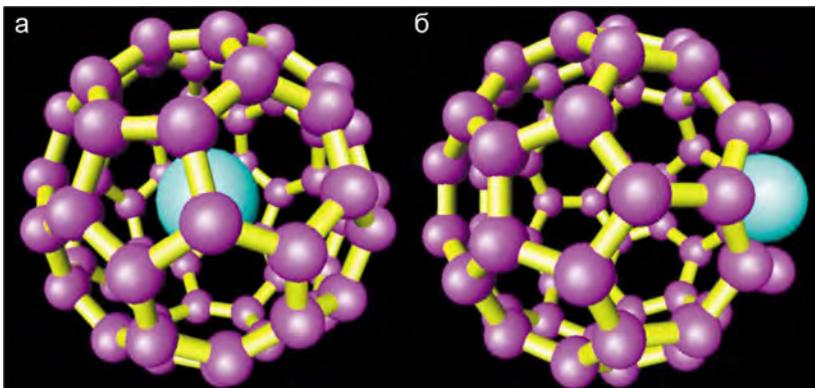


Рис. 2. Модели эндо- (а) и экзоэдральных (б) фуллеренов C_{60}

за основу принимаются разные признаки (размеры, морфология и др.) в зависимости от задач исследования. В частности, их классифицируют по взаимному расположению структурных элементов в пространстве, агрегатному состоянию, фазовому и химическому составу вещества, а также генезису. Так, по агрегатному состоянию вещества наноструктуры делят на твердые, аморфные и коллоидные; по фазовому составу – на одно- и многофазные; по химическому составу – на неорганические и органические; по происхождению – на искусственные (синтетические) и природные, включая биологические.

Среди наноструктур выделяются следующие группы: фиброидные (например, углеродные нанотрубки), спиралевидные, пленочные и дендримеры. Среди них наибольшее внимание в настоящее время уделяется углеродным нанотрубкам (рис. 3).

Систематика наноструктур по соотношению объемов кристаллического и аморфного вещества. Существующие представления о симметричности объектов наноминерального мира предлагается дополнить понятием о степени упорядоченности частиц в их структурах. В частности, Т.Г.Шумиловой [9] предлагается выделять три типа наноструктур: 1) упорядоченные, 2) смешанные (промежуточные) и 3) неупорядоченные. Упорядоченные наноструктуры отличаются наиболее высокой степенью кристалличности при ограниченном присутствии фаз аморфного вещества. В смешанных наноструктурах большую роль играет присутствие аморфного вещества в разных количествах и структурных позициях. К неупорядоченным отнесены аморфные наноструктуры.

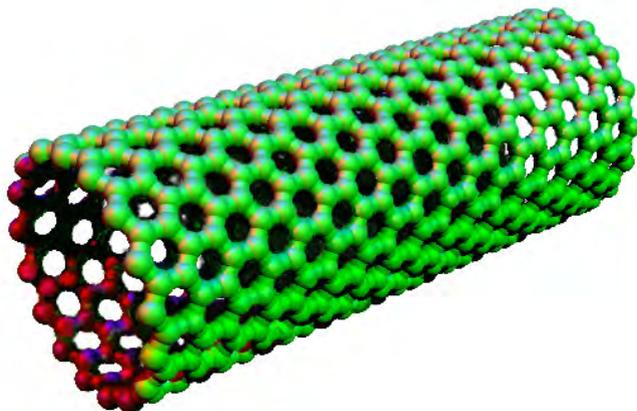


Рис. 3. Модель углеродной нанотрубки

В пределах типов выделяются классы и виды на основе соотношения между кристаллическими и аморфными фазами, а также с учетом степени упорядоченности вещества в кристаллической фазе. Данный принцип систематики Т.Г.Шумиловой был взят за основу при составлении современной классификации наноструктур углеродистых веществ с разделением их на 3 класса: кристаллический, аморфный и молекулярноподобный (всего выделено 17 модификаций углерода).

Нанотехнологическая систематика. Согласно рекомендациям 7-й Международной конференции по нанотехнологиям, состоявшейся в г.Висбадене в 2004 г., было предложено выделять следующие типы нанообъектов, используемых в нанотехнологиях:

- нанопорошки (дисперсные системы),
- наноматериалы («цементированные» системы),
- наноструктуры,
- наночастицы (наноточки),
- нанотрубки и нановолокна (нанонити),
- нанодисперсии (коллоиды),
- наноструктурированные поверхности и нанопленки,
- нанокристаллы,
- нанокластеры.

Минералоиды. В минералогии определенная группа объектов, для которых рентгеноструктурный анализ не обнаруживал кристаллического строения, получила название коллоидные минералы, или минералоиды. Положение этой группы в минералогической номенклатуре всегда было весьма неопределенным с учётом того, что в современной минералогии к минералам относятся только те объекты, которые в основе своего внутреннего строения имеют кристаллическую решетку.

Благодаря наноминералогическим исследованиям в настоящее время представление о минералоидах как минералогических объектах во многом прояснилось. Оказалось, что многие из них являются частично упорядоченными (одно- или двумерными) по внутреннему строению веществами или смешанными аморфно-кристаллическими структурами. В них нередко участвуют квазикристаллические фазы с иным трехмерным порядком расположения частиц, не соответствующим классическому кристаллическому веществу.

В настоящее время достаточно хорошо изучено внутреннее строение таких минералоидов, как опал, шунгит, урановая смолка, янтарь, твердые битумы. В стадии детального изучения находится наноструктура минералоидов оксидов и гидроксидов алюминия, марганца, железа и фосфора.

Например, данные высокоразрешающей электронной микроскопии свидетельствуют о том, что наноструктура благородного опала сформировалась в результате процесса «иерархической самоорганизации коллоидного вещества на наноуровне». При этом молекулы кремнезема в ходе конденсации сначала группировались в первичные сферические частицы диаметром 2,5–3 нм, затем образовались сферические агрегаты диаметром 10–50 нм, далее – сферические частицы кремнезема размером 200–600 нм. Последние оказались основным строительным каркасом структуры благородного опала [5].

Основу шунгитового углерода составляют полые многослойные фуллереноподобные сферические глобулы диаметром 10–30 нм, сложенные пакетами плавно изогнутых углеродных слоев. Глобулы содержат от нескольких десятков до нескольких сотен атомов углерода и различаются по форме и размерам. Слои атомов углерода, помимо классических гексагональных колец, включают и деформированные с понижением гексагональной симметрии до тригональной. В составе шунгитов были обнаружены и фуллерены, в т.ч. высшие (C_{240} и C_{560}).

Урановая смолка образуется в результате отвердевания геля оксида урана с образованием наноструктуры двухфазного строения с разной степенью раскристаллизованности коллоидного вещества. Основными структурными элементами являются наноразмерные глобулы, которые цементируются последующими фазами коллоидного вещества [4]. В структуре первой фазы настурана наблюдаются определенные признаки упорядоченного расположения глобул (наноразмерные скопления в форме цепочек и трубок). В структуре второй фазы преобладают шарообразные и цилиндрические наноформы с гладкой поверхностью, но присутствуют также микроминеральные образования (октаэдрические и кубические кристаллики размером в несколько микрометров).

К минералоидам можно также отнести первично кристаллические вещества, в структуре которых произошел процесс распада кристаллической решетки. Типичным примером являются метамиктные фазы циркона, алланита, торита, сфена, самарскита, пирохлора, лопарита, настурана и некоторых других минералов.

Особенности деформирования структур метамиктных фаз могут быть выявлены только методами высокоразрешающей электронной микроскопии и других современных физических методов. Так, процессы метамиктного распада циркона проходят несколько стадий с образованием в конечном итоге сплошной аморфной или более сложной структуры с аморфными наноблоками размером порядка 35 нм, заполненными нейтральными наночастицами состава ZrO_2 и SiO_2 .

Генезис нановещества. Н.П.Юшкиным [11] перечислены основные способы образования наночастиц в природе, среди которых главную роль играют процессы «диспергации более крупных по размерам минералов либо конденсации атомно-молекулярных сообществ». Однако в целом генетическая наноминералогия находится в настоящее время на начальном уровне.

Следует отметить, что практически все минералы проходят в процессе своего роста наноразмерное состояние, поскольку наноразмерными являются кристаллические зародыши и нарастающие слойки (рис. 4).

Наноразмерные частицы являются включениями в минеральных зернах в магматических и метаморфических породах. Присутствие их в виде отдельных наночастиц отмечается в низкотемпературных гидротермальных проявлениях.

Однако настоящими природными «фабриками по производству» наночастиц в природе являются коры выветривания и бассейны коллоидного хемогенного или биохемогенного минералообразования. В корях выветривания накапливается огромная масса глинистых частиц, причем толщина практически всех индивидов укладывается в наноразмерные пределы. Так, преобладающие размеры каолиновых частиц по толщине колеблются в пределах от 13 до 46 нм, монтмориллонита – не более 30 нм. Отложение вещества из коллоидных растворов – это также процесс,

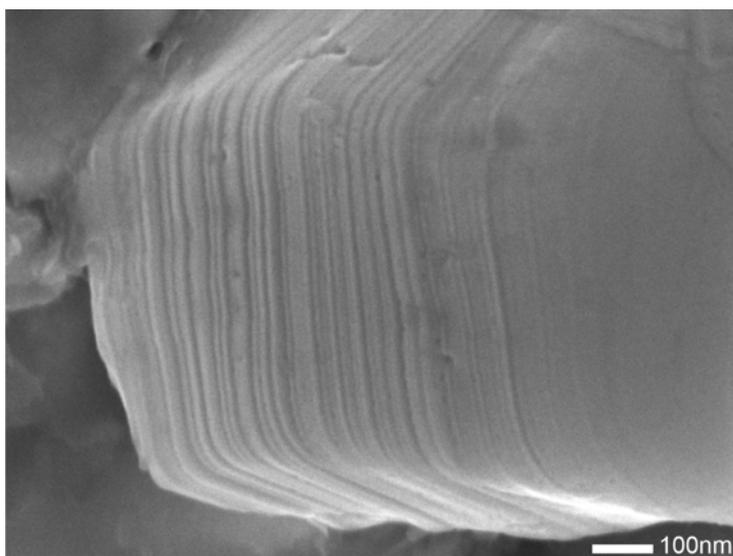


Рис. 4. Слоистая наноструктура микрокристалла галита

совершающийся в наноразмерном диапазоне вещества, поскольку размеры мицелл обычно составляют менее 30 нм.

Ничтожные размеры наночастиц обуславливают их практически неограниченную миграционную способность. Они легко переносятся речными и воздушными потоками на огромные расстояния и тем самым рассеиваются в литосфере. В то же время важнейшим свойством наночастиц является их повышенная способность к агрегации, что реализуется на определенных геохимических барьерах. Эту особенность необходимо учитывать при оценке миграции токсичных и радиоактивных элементов в окружающей среде.

Следует подчеркнуть актуальность выделения Н.П.Юшкиным [11] одного из способов образования наночастиц, а именно техногенную деятельность человека. Во многих технологических процессах выделение наночастиц в окружающую среду, в т.ч. токсичных и радиоактивных, происходит в заметных масштабах. Их поведение в дальнейшем практически не исследовано.

Важность изучения процессов миграции и концентрации нановещества обусловлена не только теоретическими, но и практическими задачами. Так, часть нанозолота в настоящее время уже извлекается из коренных месторождений современными технологиями (цианирование, флотация, биотехнологии, подземное выщелачивание и др.). С прогрессом нанотехнологий нанометаллы могут стать основной частью запасов месторождений определенного генезиса. Так, доля нанозолота только крупностью 5–10 нм в подсчитанных запасах месторождения Карлин оценивается в количестве около 8% общих запасов [12]. Весьма показательным было открытие сульфидно-индиево-марганцевого месторождения, в котором повышенное содержание индия связано с присутствием большого количества наноразмерных индийсодержащих сульфидов.

Библиографический список

1. *Асхабов А.М.* Основы кватеронной теории кристаллообразования // Сыктывкарский минералогический сборник. Сыктывкар, 2001. № 30. С. 14–38.
2. *Асхабов А.М., Котова О.Б.* Горизонты прикладной минералогии. Коми НЦ УрО РАН. 2019. Т. 148, № 6. С. 117–125.
3. *Гусев А.И.* Наноматериалы, наноструктуры, нанотехнологии. М.: Физматлит, 2005. 416 с.
4. *Дымков Ю.М., Юшкин Н.П., Колтаков Г.А. и др.* Конституция и наноструктура гель-настурана // Структура и разнообразие минерального мира. Сыктывкар: Геопринт, 2008. С. 159–160.
5. *Камашев Д.В.* Получение надмолекулярных матриц кремнезема // Мир минералов, кристаллоов и наноструктур. Сыктывкар, 2008. С. 282–294.
6. *Меретуков М.А. и др.* Золото: химия для металлургов и обогатителей. М.: Изд-во «Руда и Металлы». 2014. 412 с.
7. *Новгородова М.И.* Метаколлоидное золото // Новые данные о минералах. М.,

2005. Вып. 40. С.106-114.

8. *Осовецкий Б.М.* Наноминералогия: учеб. пос. Пермь: Перм. ун-т, 2021. 186 с.

9. *Шумилова Т.Г.* Минералогия самородного углерода. Екатеринбург: УрО РАН. 2003. 316 с.

10. *Юшкин Н.П.* Мир минералов: природа, структура, разнообразие, эволюция // Структура и разнообразие минерального мира. Сыктывкар: Геопринт, 2008. С. 7–8.

11. *Юшкин Н.П., Ракин В.И.* Микро- и нанодисперсные структуры минерального вещества. Сыктывкар: Геопринт, 1999. 216 с.

12. *Hough et al.* Natural gold nanoparticles // *Ore Geology Reviews*. 2011. Vol. 42. P. 55–61.

ACTUAL PROBLEMS OF NANOMINERALOGY

В.М.Осовецкий

opal@psu.ru

Some problems of nanomineralogy are discussed which may be used in delivering lectures on mineralogy for students. The questions of nanoobjects systematic, nanostructures of mineraloids, and nanoparticle genesis are described. The problems of nanotechnology are taken into attention too, especially concerning of nanogold particles.

Keywords: nanomineralogy, systematic, mineraloid, genesis, gold.

Ю. Г. Пактовский

Пермский государственный национальный
исследовательский университет, г. Пермь

ПРОБЛЕМА АЛМАЗОНОСНОСТИ ПОМЯНЁННОВСКОЙ СВИТЫ (ЮЖНОЕ ПРИТИМАНЬЕ, ПЕРМСКИЙ КРАЙ)

Полимиктовый состав пород помянённовской свиты свидетельствует об их отличии от кварцевых пород верхнего ордовика в Южном Притиманье, что является основой метода относительной «литохронологии» для «немых» разрезов раннего палеозоя в регионе. По литологическому критерию породы помянённовской свиты корректно выделить из состава полюдовской (O_3pl) в местный стратиграфический таксон, по возрасту, возможно, сопоставимый с алькесвожской толщей (C_3-O_1) Северного Урала. Алмазонасность помянённовской свиты указывает на возможность существования на Урале промежуточных коллекторов докембрийского возраста.

Ключевые слова: Пермский край, кембрий, ордовик, алмаз.

DOI: 10.17072/chirvinsky.2022.199

Отложения помянённовской свиты закартированы В.А. Бурневской (Ишков и др., 1961ф) в основании палеозойского разреза на западном склоне г. Помянённый Камень, то есть на юго-востоке Колчимской антиклинали, входящей в состав Полюдово-Колчимского антиклинория [19] Южного Притиманья. Естественных обнажений породы не образуют; вскрыты единственным пересечением линии шурфов в южной, наиболее широкой части выхода их на поверхность (рис.1). Ширина выхода не более ста метров, далее по северному простиранию отложения картировались по делювиальным высыпкам пород схожего облика. Помянённовская свита не имеет фаунистического обоснования возраста. Вопрос о возрасте этих терригенных отложений до сих пор является предметом научной дискуссии [14, 15], и в разное время он решался скорее убежденностью, чем фактами. А.Д. Ишков включал их в состав отложений верхнего ордовика в качестве первой толщи (O_3pl_1). В.А. Бурневская несколько позднее завершения геологосъемочных работ (Ишков и др. 1967ф) обосновывала нижнекембрийский (C_1) возраст помянённовской свиты [5], ссылаясь на литологическую аналогию с Ижма-Омринским комплексом Печорской плиты. Впоследствии эта аналогия была поддержана рядом исследователей [4, 6]. К настоящему

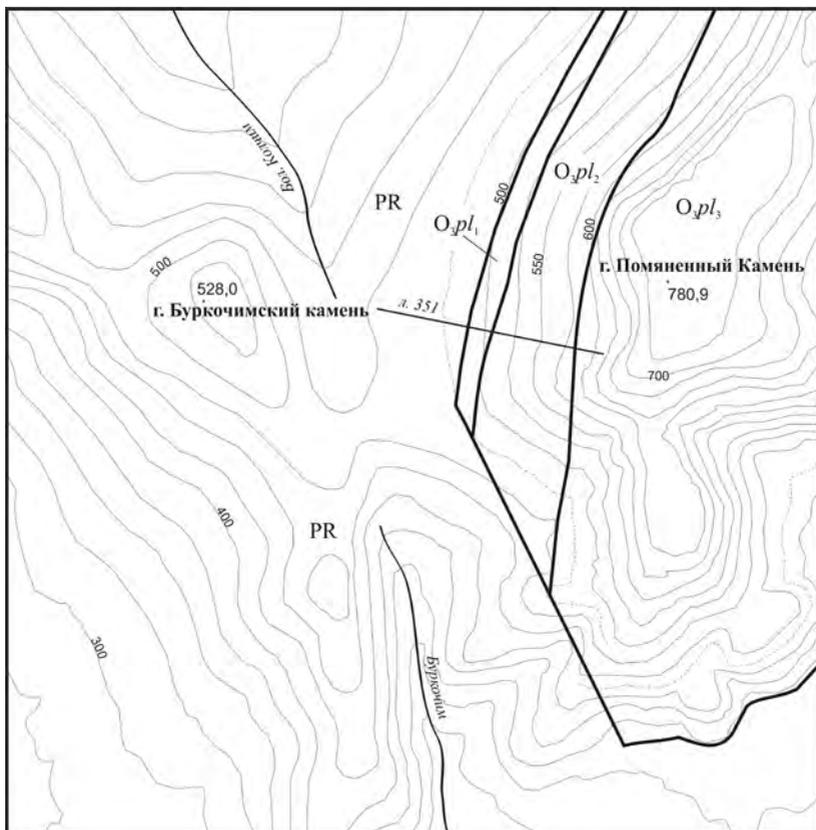


Рис. 1. Карта фактического материала полевых работ Полюдовской партии в 1960г. (Ишков и др., 1961ф)

времени существует фаунистическое обоснование возраста Ижма-Омринского комплекса (E_2-O_1t); затянувшаяся дискуссия закончена [20]. Однако заметим, что вопрос аналогий в геологии далеко не всегда решается однозначно, особенно если литологических данных представлено не очень много. Поэтому, «уральская» аналогия [1, 12, 16] как для помяненновской свиты, так и для ордовика Южного Притиманья, кажется нам предпочтительней, чем «печорская», о чем еще пойдет речь ниже.

По В.А. Бурневской [5], свита представлена толщей красноцветных песчаников и конгломератов, залегающей с угловым несогласием на песчано-сланцевом комплексе рифея и венда в основании полюдовской свиты (O_3pl). Из литологических особенностей пород автором

отмечаются следующие: 1) значительное содержание серицита в цементе, 2) обилие зерен белого каолиноподобного полевого шпата; 3) почти полное отсутствие галек жильного кварца («бескварцевые конгломераты»), характерного для отложений полудовской свиты; 4) крупная хорошо окатанная галька кварцевых красноцветных песчаников; 5) слабая цементация («рыхлый цемент»). В минеральном составе тяжелой фракции шлихов из цемента конгломератов отмечаются: гематит, рутил и циркон. До глубины двух-трех метров отложения расцементированы и представляют собой разнородный песок с галькой.

По причине слабой литологической изученности отложений помянновской свиты мы предприняли собственное их изучение по образцам литифицированных конгломератов, отобранном из делювиальных высыпок пород в верховьях р. Бол. Колчим. В шлифах образцов матрикс конгломератов помянновской свиты представлен полимиктовым песчаником. Обломочный материал представлен зернами кварца (45%), мусковитом (до 1%), обломками пород различного генезиса (до 55%): кварцитов, кремневых пород и пород кремнисто-слюдистого состава. В породе преобладает цементация вдавливания с конформной структурой. Из аксессуарных минералов встречено единичное зерно циркона размером 0,03 мм. Из аутигенных минералов наблюдаются единичные чешуйки гидрослюды размером менее 0,2 мм. Постседиментационные преобразования представлены структурой вдавливания и образованием конформных структур за счет регенерации кварца и уплотнения обломков; укрупнением чешуек бывшего гидрослюдистого цемента.

Галечный материал в конгломератах представлен кварцевым мелкозернистым песчаником: кварц 94%; обломки пород различного генезиса 3%: кварцитов (2%), глинистых пород (1%), обломки пород кремнисто-слюдистого состава единичны.

На классификационной диаграмме В.Н. Шванова [24] галечный материал конгломератов попадает в поле кварцевых пород, в то время как матрикс – относится к полимиктовым (граувакки и кварцевые граувакки), что определенно указывает на разный генезис компонентов конгломератов помянновской свиты.

Два момента в петрографии пород помянновской свиты обращают на себя внимание. Первое – это гидрослюдистый цемент матрикса конгломератов (остаточный после тектонических событий уральской складчатости). Это может означать существование на время образования осадка «комплиментарной пары» [26]: кварцевых граувакк и гидрослюдистых глин по субстрату основных пород в случае щелочного аридного выветривания. Уместно напомнить, что об аридном климате

ордовика, близком к нивальному, на территории Южного Приманья мы подробно писали в предыдущих публикациях [13]. И второе – это преимущественно кварцевый состав галечного материала конгломератов, что означает большую литологическую зрелость пород, которые послужили источником его образования. В.А. Бурневская [5] предполагала прибрежно-морской генезис галек каркаса конгломератов, правда, без анализа их морфологии. Заметим, что прибрежно-морские условия в Южном Притиманье кажутся нам маловероятными, учитывая платформенный режим эмерсивной стадии, установившийся на территории, начиная с позднего венда [23]. Тем не менее, хорошая окатанность галечного материала говорит об активной гидродинамической среде в период его образования. Совместить этот факт с аридными условиями формирования матрикса конгломератов можно только при условии, что эти два события и питающие породы разнесены в геологическом времени и разведены в геологическом пространстве. Источником галечного материала могли послужить литологически зрелые местные терригенные породы венда и верхнего рифея, а источником матрикса конгломератов – в том числе и долериты красновишерского пикрит-эссекситового комплекса ($\omega\text{-}\varepsilon\text{V}_2\text{-C}_{\text{кр}}$), несмотря на то, что его датировка и считается невалидной [10]. Таким образом, можно предположить, что галечный материал образовался ранее формирования осадков помянённовской свиты и был заимствован ими в «готовом виде».

Литохимическая характеристика пород помянённовской свиты требует представительного опробования. По нашим данным, гидролизатный модуль (ГМ) матрикса конгломератов помянённовской свиты равен 0,0778 (класс суперсилитов), титановый модуль (ТМ) – 0,0361 (класс нормотитанистых силитов), железистый модуль (ЖМ) – 0,2330 (класс норможелезистых силитов). В то время как у пород полудовской свиты ГМ=0,040 (класс гиперсилитов), ТМ=0,017 (класс гипотитанистых силитов), ЖМ=0,0409 (класс гипожелезистых силитов). Классификация пород проведена по [27]. Определение химического состава образцов осуществлено с применением волнодисперсионного рентгенофлюоресцентного спектрометра S8 Tiger фирмы Bruker (аналитик К.П. Казымов).

Количественный минералогический анализ, проведенный нами по двум гранулометрическим классам (0,25–0,1 мм и 0,5–0,25 мм), показал, что среди аллотигенных минералов встречаются исключительно устойчивые: циркон, рутил, лейкоксен, турмалин. Минеральную ассоциацию тяжелой фракции протолочных проб матрикса конгломератов помянённовской свиты определить невозможно, поскольку представительное количество минералов отсутствует. Интересно, что в одной из

проб весь циркон (4 зерна) – метамиктный, что для палеозойских пород региона нехарактерно. Среди аутигенных минералов превалирует гематит (97%), что характерно для докембрийских пород региона, присутствует также мусковит в лейстах и в сростках. В гранулометрическом классе 0,5–0,25 мм присутствуют только аутигенные минералы, преобладают сростки. В минеральном составе тяжелой фракции протолочной пробы встречены также 4 зерна золота, что выглядит аномалией на фоне всех проведенных нами минералогических анализов тяжелой фракции как верхнепротерозойских, так и палеозойских пород, поэтому анализ требует заверки на статистически более представительном материале.

В то время как количественный минералогический анализ тяжелой фракции матрикса конгломератов помяненновской свиты показал их близость к породам докембрия, петрографический и литохимический методы – их отличие от пород полноводской свиты верхнего ордовика. Таким образом, мы можем заключить: 1) осадки помяненновской свиты формировались в промежутке геологического времени между верхним вендом и верхним ордовиком; 2) они унаследовали минеральную ассоциацию докембрийских пород. Суть нашего вывода состоит в том, что алмаз из отложений помяненновской свиты может оказаться свидетельством существования докембрийских промежуточных коллекторов на территории Южного Пригиманья.

Наиболее точным методом определения минерального состава пород является рентгеноструктурный анализ, проведенный с помощью порошкового дифрактометра D2 Phazer фирмы «Bruker», ФРГ (аналитик Е.М. Томилина). Данные рентгеноструктурного анализа матрикса конгломератов помяненновской свиты таковы, мас. %: кварц 89,76; калиевые полевые шпаты 3,50; плагиоклазы 1,75; слюда 1,55; хлорит 2,13; гематит 1,31 (сумма 100). По этим данным матрикс пород можно отнести к полимиктовым полевошпат-кварцевым песчаникам, что сопоставимо с результатами микроскопического исследования в шлифах.

Таким образом, породы помяненновской свиты (полевошпат-кварцевые) по литологическим признакам отличаются от пород полноводской свиты (кварцевых), и, действительно, их можно выделить в отдельный таксон местной стратиграфической шкалы, как это и сделала в свое время В.А. Бурневская [5] исключительно на основании макроскопического описания пород. В геологическом времени литологически [21] и литохимически [27] незрелые полимиктовые породы предшествуют зрелым мономиктовым кварцевым. Вопрос о возрасте пород помяненновской свиты на данный момент не разрешим, но

у нас есть возможность пользоваться хотя бы такой относительной «литохронологией».

Под руководством В.А. Бурневской (Ишков и др., 1961ф) также было проведено крупнообъемное опробование конгломератов помяненновской свиты (в верхней дезинтегрированной части отложений), в результате чего получен один мелкий алмаз (7,1 мг) при общем объеме опробования 110 м³. Следовательно, валовое содержание (0,065 мг/м³), даже при нынешнем удорожании алмазного сырья, очень далеко от промышленно значимого. Если отнести массу алмаза к объему пробы из горной выработки, откуда он был получен, то содержание (0,4 мг/м³) несколько возрастает, хотя все равно не достигает промышленного. Описание алмаза в отчете В.А. Бурневской, к сожалению, не приводится. Из соотношения массы и плотности минерала мы сделали вывод, что алмаз можно отнести к классу крупности -4+2 мм, ближе к нижней границе класса. Необходимо добавить, что с 1960-х гг. крупнообъемное опробование отложений помяненновской свиты больше не проводилось.

По нашему мнению, гораздо важнее научная ценность находки. По схематически составленному позднее (Ишков и др., 1967ф) разрезу геологическая позиция находки алмаза не совсем ясна. Во-первых, необходимо исключить влияние делювиальных отложений на результаты опробования. Или, наоборот, подтвердить их алмазоносность, что тоже возможно. Во-вторых, необходимо установить алмазоносность литифицированных конгломератов помяненновской свиты, чего не было сделано. В-третьих, по приведенному геологическому разрезу складывается впечатление, что алмаз мог быть получен из кор выветривания, образовавшихся по отложениям верхнего протерозоя (рис. 2), то есть из кембрийских кор выветривания.

Кембрийские коры выветривания на Урале – это почти совсем не исследованная тема [26], если иметь в виду Южное Притиманье. По сообщениям коллег [11], на Приполярном Урале кембрийские коры выветривания имеют мощность от нескольких сантиметров до нескольких десятков метров. Это значит, что они фиксируются геологическими методами в поле. В Южном Притиманье ситуация более сложная. Например, В.А. Владимирская [22] зафиксировала сомкнутый контакт между отложениями низьвенской (*RF₃nz*) и полудовской (*O₃pl*) свит. Это означает, что кембрийские коры выветривания и отложения помяненновской свиты Южного Притиманья были полностью уничтожены на эмерсивной стадии развития территории [13]. Однако, сохранился их минеральный след. Вот почему находка алмаза в основании полудовской свиты представляет известный научный интерес.

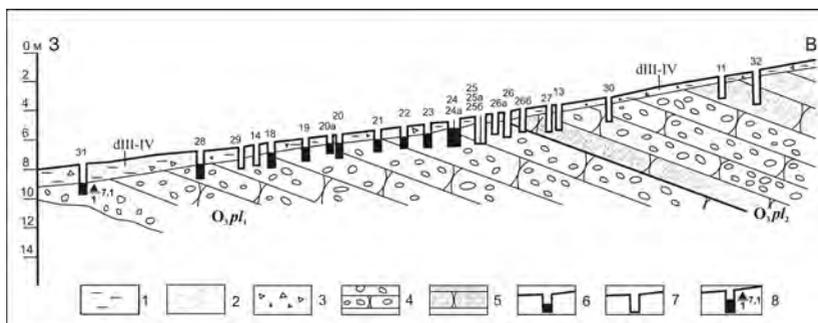


Рис. 2. Схема крупнообъемного опробования основания полюдовской свиты O_1pl_1 (Ишков и др., 1967ф), с уточнениями автора. Условные обозначения: 1. Делювиальные глины; 2. Песок в делювиальных отложениях; 3. Щебень в делювиальных отложениях; 4. Валунные «бескварцевые» конгломераты; 5. Песчаники кварцевые красноватые; 6. Шурфы с обогащенными пробами; 7. Шурфы с пробами, оставленными на бортах выработок; 8. Находки алмазов: в знаменателе – количество, шт., цифра справа – масса, мг

С этой точки зрения интересно сообщение о находке мелкого алмаза в малообъемной пробе из алькесвожской толщи (C_3-O_1al), залегающей в основании тельпосской (обеизской) свиты (O_1) на Приполярном Урале [11]. Геологическая позиция помянённовской свиты и алькесвожской толщи подобна: и та, и другая залегают в основании кварцевых конгломератов ордовика, обе испытывали влияние нижележащих докембрийских пород и кембрийских (?) кор выветривания, на что обращает внимание Я.Э. Юдович [27]. Размер алмаза из алькесвожской толщи $0,3 \times 0,28 \times 0,2$ мм по массе (которую автор открытия почему-то не сообщает) сопоставим с алмазом, полученным из помянённовской свиты. Следует также отметить, что вместе с единственным зерном алмаза в тяжелой фракции малообъемной пробы из алькесвожской толщи обнаружено золото, что заставляет вспомнить о минеральном составе тяжелой фракции протолочных проб из матрикса конгломератов помянённовской свиты, о чем шла речь выше.

Сопоставление алькесвожской толщи и помянённовской свиты неизбежно приводит к вопросу о времени проявления кимберлитового магматизма на Урале (точнее, на восточной периферии Русской плиты) и, в частности, на территории Южного Притиманья, а также о роли промежуточных коллекторов в геологической истории региона. Тот факт, что кимберлиты здесь, на современном Западном Урале, должны иметь докембрийский возраст, у большинства геологов не вызывает сомнений [3, 9, 28] на том простом основании, что спорадически от Приполярного до Южного Урала алмазы встречаются в кластических

терригенных толщах венда и ордовика. Другое дело вопрос о благоприятной для кимберлитового магматизма эпохе, который решается по-разному. А.М. Зильберман [7] предполагал средне- и даже раннерифейский возраст кимберлитов; Ю.Д. Смирнов [17] – несколько этапов внедрения. В последние годы на этот вопрос обращают внимание геологи Республики Коми [11] и Сибири [2, 8].

Таким образом, проблема алмазоносности помянёновской свиты, независимо от того, алмазоносны породы докембрия или кембрийские коры выветривания, или непосредственно отложения помянёновской свиты, приводит нас к выводу о возможном существовании промежуточных коллекторов доордовикского возраста. Как нам представляется, в настоящее время актуально изучение исторической преемственности [18, 25] промежуточных коллекторов с учетом перерывов, формирования литологически и литохимически зрелых осадков и кор выветривания. Такой подход мог бы оказаться эффективен с точки зрения прогноза россыпной алмазоносности Пермского края.

Библиографический список

1. *Анцыгин Н.Я.* Основные проблемы стратиграфии ордовикской системы на Урале // Проблемы стратиграфии Урала. Ордовикская и силурийская системы. Свердловск, 1990. С. 1–19.
2. *Афанасьев В.П.* Обоснование докембрийской алмазоносности Сибирской платформы // Россыпи и месторождения кор выветривания: изучение, освоение, экология. Мат-лы XV Международного совещания по геологии россыпей и месторождений кор выветривания (РКВ – 2015). Перм. гос. нац. исслед. ун-т. Пермь, 2015. С. 8–9.
3. *Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Похиленко Н.П.* Поисковая минералогия алмаза. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2010. 650 с.
4. *Боровко Н.Г., Бархатова М.Д., Михайловская Л.Н.* Об условиях образования полудовской свиты и Ижма-Омринского комплекса Тимано-Печорской провинции // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1979. Т. 54. Вып. 6. С. 69–76.
5. *Бурневская В.А.* Новые данные по стратиграфии додевонских отложений палеозоя Колво-Вишерского края и Печорской впадины // Бюл. МОИП. Отд. геол. Т. XLII (2). М., 1967. С. 43–51.
6. *Водолазская В.П., Иванов В.Н., Петров Г.А., Зархидзе Д.В., Кириллин С.И., Кузнецов Н.А., Курзанов И.Ю., Стороженко Е.В., Берлянд Н.Г., Жданов А.В., Мельгунов А.Н., Полянская Т.Л., Полякова Н.Ф. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Уральская серия – Лист Р-40 (Североуральск). Объяснительная записка. СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2005. 332 с.
7. *Зильберман А.М., Качанов А.Н., Цыганков В.А.* Структурно-тектонические условия размещения алмазных месторождений Урала // Алмазоносность Европейского севера России. Тр. XI геол. конф. Коми АССР. Сыктывкар, Коми НЦ УРО РАН, 1993. С. 53–57.
8. *Зинчук Н.Н.* О палеотектоническом развитии и возможном проявлении кимберлитового магматизма на сопредельных с Уралом территориях // Геология и полезные ископаемые Западного Урала: сб. науч. ст. / под общ. ред. И.И. Ибламинова. Перм. гос. нац. исслед. ун-т. Пермь, 2018. Вып. 1(38). Пермь, 2018. С. 43–51.

9. *Зинчук Н.Н., Коптиль В.И.* Типоморфизм алмазов Сибирской платформы. М.: ООО «Недра-Бизнесцентр», 2003. 603 с.
10. *Леонова-Вендровская З.А., Морозов Г.Г., Черткова И.И., Зильберман А.М.* Легенда Пермской серии листов государственной геологической карты РФ масштаба 1:200 000. Гл. ред. О.А. Щербаков. Изд. 2-е. Пермь, 2000. 128 с.
11. *Озеров В. С.* Находка алмаза в раннепалеозойских конгломератах на хребте Малдыныра (Приполярный Урал) и его предполагаемые эндогенные коренные источники // Золото, платина и алмазы Республики Коми и сопредельных регионов. Мат-лы Всеросс. конф. Отв. ред. Н.П. Юшкин. Сыктывкар: Геопринт, 1998. С. 134–136.
12. *Пактовский Ю.Г.* Каледонский цикл геологической истории притиманской части Урала // Геология и полезные ископаемые Западного Урала: сб. науч. ст. / под общ. ред. Р.Г. Ибламинова. Перм. гос. нац. исслед. ун-т. Пермь, 2018. Вып. 1(38). С. 79–87.
13. *Пактовский Ю.Г.* Силурийский эмерсивный рубеж на территории Южного Притиманья (Пермский край) // Вестник Пермского университета. Геология. 2020. Том 19, № 3. С. 210–224.
14. *Пактовский Ю.Г.* Силурийский эмерсивный рубеж на территории Южного Притиманья, теоретический аспект // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Науч. чтения памяти П.Н. Чирвинского: сб. науч. ст. / отв. ред. И.И. Чайковский. Перм. гос. нац. исслед. ун-т. Пермь, 2021. Вып. 24. С. 166–171.
15. *Пактовский Ю.Г., Илалтдинов И.Я.* О генезисе конгломератов полудовской свиты г. Помянённый Камень в Южном Притиманье // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского: сб. науч. статей / отв. ред. И.И. Чайковский. Перм. гос. нац. исслед. ун-т. Пермь, 2020. Вып. 23. С. 167–173.
16. *Попов А.Г.* Глубинный геологический разрез и тектоника Северного Урала // Вестник Пермского университета. Геология. 2017. Т. 16, №1. С. 26–34.
17. *Смирнов Ю.Д.* Источники алмазов Уральских россыпей // Геология россыпей. М.: Наука, 1965. С. 279–282.
18. *Сигов А.П.* Историческая преемственность россыпей // Геология россыпей. М.: Наука, 1965. С. 28–33.
19. *Соболев И.Д.* Краткий очерк тектонического развития // Геология СССР. Т. XII. Пермская, Свердловская, Челябинская и Курганская области. Ч. 1. Геологическое описание. Кн. 2. М.: Недра, 1969. С. 220–240.
20. *Тимонин Н.И.* Печорская плита: история геологического развития в фанерозое / УрО РАН. Екатеринбург, 1998. 240 с.
21. *Фролов В.Т.* Литология. Учеб. пособие. В 3 кн. Кн. 2. М.: Изд-во МГУ, 1993. 432 с.
22. *Чочиа Н.Г.* Геологическое строение Колво-Вишерского края. Л.: Гостоптехиздат, 1955. 406 с.
23. *Шалагинов В.В., Гилева Н. П.* Проблемы докембрия Урала // Проблемы стратиграфии Урала. Докембрийские образования. Кембрийская система. Свердловск, 1990. С.4–24.
24. *Шванов В.Н.* Петрография песчаных пород (компонентный состав, систематика и описание минеральных видов). Л., 1987. 269 с.
25. *Шило Н.А.* Учение о россыпях. Теория россыпеобразующих рудных формаций и россыпей. Изд. 2-е. Владивосток: Дальнаука, 2002. 576 с.
26. *Шуб В.С.* Геологические формации и их краткая металлогеническая характеристика. Гипергенные формации // Геологическое развитие и металлогения Урала. М.: Недра, 1981. 256 с. С. 43–59.
27. *Юдович Я. Э., Кемпус М. П.* Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.
28. *Puchkov, V.N.* General features relating to the occurrence of mineral deposits

in the Urals: What, where, when and why, *Ore Geol. Rev.* (2016), <http://dx.doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.01.005>.

THE PROBLEM OF DIAMOND CONTENT OF THE
POMYANENNOVSKAYA SUITE (SOUTH CIS-TYMAN, PERM
REGION)

Y.G. Paktovsky

urijpaktovskij65@gmail.com

The polymictic composition of the rocks of the Pomyanennovskaya suite indicates their difference from the quartz rocks of the Upper Ordovician in the South Cis-Tyman, which is the basis of the method of relative «lithochronology» for the «mute» sections of the Early Paleozoic in the region. According to the lithological criterion, the rocks of the Pomyanennovskaya suite can be correctly distinguished from the composition of the Polyudovskaya suite (O_3pl) into a local stratigraphic taxon, possibly comparable in age to the Alkesvozhskaya sequence (C_3-O_1) of the Northern Urals. The diamond content of the Pomyanennovskaya suite indicates the possibility of the existence of intermediate Precambrian reservoirs in the Urals.

Keywords: Perm Region, Cambrian, Ordovician, diamond.

УДК 549.01:669.046

С.С. Потапов¹, Н.В. Паршина¹, В.П. Лютоев², Р.А. Филенко³

¹Институт минералогии ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, г. Миасс

²Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар

³Институт природных ресурсов,
экологии и криологии СО РАН, г. Чита

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА ПРЕДПОЛАГАЕМОГО МЕТЕОРИТА ЯБЛОНОВЫЙ

С применением комплекса методов (рентгенофазовый анализ, рентгенофлюоресцентный полуколичественный химический анализ, ИК-Фурье спектроскопия, синхронный термический анализ) изучен минеральный состав предполагаемого метеорита Яблоновый из Забайкалья. Установлено, что образец состоит из самородного железа (практически без примеси никеля; Ni – 0.18 %), окерманита, мелилита (геленита), магнетита, гётита, кальцита, сидерита, что не соответствует составу метеоритного вещества. Найденный образец не что иное, как шлак с большим количеством металлического железного сплава некоего, пока не установленного, исторического металлургического производства на территории Забайкалья.

Ключевые слова: минеральный состав, метеорит, металлургический шлак, железо, окерманит, мелилит (геленит), Забайкалье.

DOI: 10.17072/chirvinsky.2022.209

Введение. Интерес исследователей к изучению космического (метеоритного) вещества, безусловно, резко возрос в связи падением метеорита Челябинск 15 февраля 2013 г. (рис. 1), о чем свидетельствует всплеск научной публикационной активности [1-9; 11-16 и мн. др.]. К поиску метеоритов подключились обычные граждане, и понесли на исследования предполагаемые метеориты.

Так, в своё время к нам на исследование попал остроугольный обломок от изометричной булги размером 30×30×30 см, что-то вроде мяча, найденной летом 2014 г. на обочине лесовозной дороги Гремячинск – заповедник «Басеги» инспектором заповедника В.О. Митрохиным. Вещество этого обломка дало хорошо разрешённую дифракционную картину, дешифрирование которой позволило диагностировать более десятка минеральных видов: фаялит Fe_2SiO_4 , форстерит Mg_2SiO_4 , ферросилит $(\text{Fe}, \text{Mg})_2\text{Si}_2\text{O}_6$, энстатит $\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$, периклаз MgO , железо Fe, шамозит $(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg}, \text{Fe}^{3+})_5\text{Al}(\text{Si}_3\text{Al})\text{O}_{10}(\text{OH}, \text{O})_8$, миллерит NiS, халькосидерит $\text{CuFe}_6(\text{PO}_4)_4(\text{OH})_8 \times 4\text{H}_2\text{O}$, антигорит $(\text{Mg}, \text{Fe})_3\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$

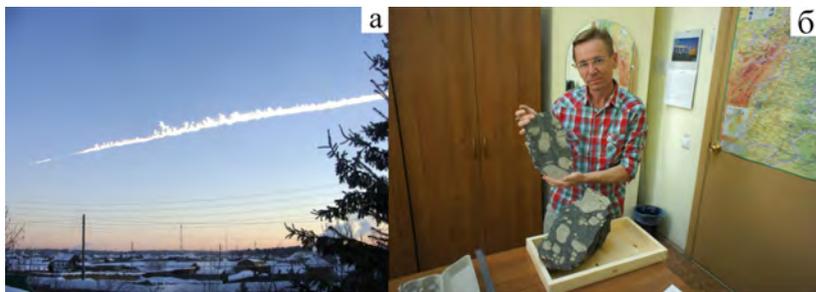


Рис. 1. След падения метеорита Челябинск (а) и его фрагмент, демонстрируемый С.В. Колисниченко (б).

и кальцит CaCO_3 (?). Таким образом, в изучаемом образце встречаются первичные минеральные виды из группы оливинов и пироксенов, оксиды, сульфиды и самородные элементы; вторичные минералы (развивающиеся по первичным) и сомнительные (недостовверные) минералы, или минералы, загрязнители, как кальцит. При этом, казалось бы, оливин-пироксеновая ассоциация вполне типична для классических каменных метеоритов – хондритов.

Например, минеральный состав каменного метеорита Челябинск определяется умеренно-железистым оливином – форстеритом с содержанием фаялитового минала Fa_{24-36} , железомagneзиальными и кальциевыми пироксенами – ромбическими магнезиально-железистыми (энстатит-ферросилит) и моноклинными кальциевыми (диопсид-геденбергит), анортотклазом, высокохромистыми хромшпинелидами, моносulfидами ряда гексапирротин-троилит-макинавит, пентландитом, самородными металлическими фазами (никелистое железо, железосодержащий никель, медь), апатитом, доломитом, хиббингитом. В термогенных каймах обломков метеорита установлено стекло энстатитового состава с включениями магнетита [11].

В целом, минеральный парагенезис в изучаемом образце весьма специфичен и вряд ли отвечает составу метеорита. Мы пришли к выводу, что это не метеорит, а шлак Чусовского металлургического завода, которым отсыпали дорогу на Басеги. Для шлаков также характерна оливин-пироксеновая ассоциация минералов (см. список литературы по минеральному составу шлаков в источнике [10]). Кроме того, в шлаках часто встречаются капли (сфероиды) металлов, сульфиды [10]. Периклаз мог попасть в состав шлака из футеровки печей для плавки металла, а кальцит мог образоваться уже в наземных условиях за счёт извести или кальциевых силикатов при выветривании шлака.

Предполагаемый метеорит Яблоновый. 27 марта 2020 г. Р.А.Филенко прислал следующее письмо: «На днях один товарищ при- ташил нам метеоритное железо. Довольно крупный образец. Видно, что оно долго лежало в грунте. Фигур травления не даёт, вероятно, это атаксит. Есть в нём и каменная часть, и карбонаты. Вот сейчас попут- но еще его изучаем. Образец был показан Ю.С. Шевченко – экспер- ту в Забайкалье от Комитета по метеоритам РАН, который склонился к версии о внеземном его происхождении. Также в г. Чита был знаток из г. Санкт-Петербурга, который визуальнo определил этот образец как метеорит».

Географически место находки расположено в 20 км к северо-се- веро-западу от г. Читы в Читинском районе Забайкальского края в 300 м от автодороги 76А-138 «Улан-Удэ–Романовка–Чита» на полигоне ав- томобильной гоночной трассы (рис. 2). Название метеорита Яблоновый было дано по ближайшему крупному и известному географическому объекту – Яблоновому хребту, у подножья которого он был найден жи- телем города Читы Д.В. Шестаковым в 2018 г. Вес образца 5.307 кг; раз- меры составили 25 см по длине и от 5 до 15 см по ширине (рис. 3).

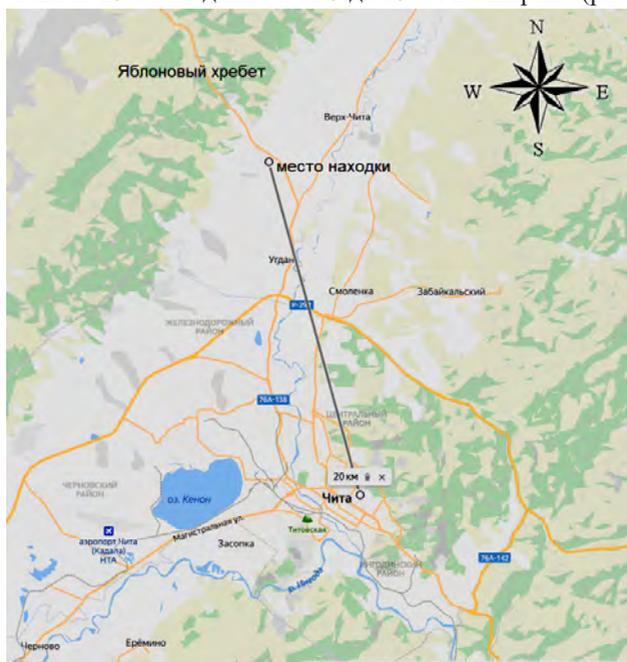


Рис. 2. Положение места находки образца предполагаемого метеорита Яблоновый на карте.



Рис. 3. Общий вид предполагаемого метеорита Яблоновый (а), его каменная часть (б), металлическая часть (в), периферическая кайма металлической части под оптическим микроскопом (г), окисленная гидроксидно-железистая часть (д)

Р.А. Филенко любезно предоставил для исследований фрагменты различных частей образца – отпиленный кусочек железной части и отбитые осколки от каменной, указав, что белёлые участки в каменной части – это и есть карбонаты. По термическому анализу получился кальцит. Началось параллельное исследование образца в Институте природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН (г. Чита), в Институте минералогии ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН (г. Миасс) и в Институте геологии Коми НЦ УрО РАН (г. Сыктывкар). Для исследований образец был дефрагментирован и разделён на пять проб:

Мтр-20-1 – каменная часть в виде чёрных остроугольных кусочков;

Мтр-20-2 – карбонатная часть в виде небольшого количества светло-жёлтого порошка;

Мтр-20-3 – магнитные коричневые корочки с металлической части образца;

Мтр-20-4 – металлическая часть образца – отполированный спил;

Мтр-20-5 – немагнитные чёрные корочки с металлической части образца.

Методы исследований. Минеральный состав вещества исследован методом рентгеновской дифракции. Для этого были приготовлены порошковые препараты из разных частей предполагаемого метеорита и в лаборатории физических методов анализа минерального сырья Института минералогии ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН (г. Миасс, аналитик Е.Д. Зенович) на дифрактометре ДРОН-2.0, CuK_α -излучение был получен ряд рентгенограмм.

В ЦКП «Геонаука» при ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН (г. Сыктывкар) на ИК-Фурье спектрометре Люмекс ФТ-02, были получены инфракрасные спектры ряда образцов (оператор М.Ф. Самотолкова) и методом рентгенофлуоресценции (РФХА) выполнен полуколичественный химический анализ на приборе XRF-1800, Shimadzu (аналитик С.Т. Неверов).

Белёлая часть образца была подвергнута экспериментам с использованием синхронного термического анализа на приборе STA 449 F1 Jupiter фирмы NETZSCH (Германия) в ИПРЭК СО РАН (г. Чита), подтвердившая, что эта часть образца состоит из кальцита.

Результаты исследований. С вещества различных частей образца получены дифрактограммы (рис. 4), по результатам дешифрирования которых установлено, что каменная часть состоит из окерманита (акерманит – устаревшее название) и мелилита (геленита); белёвое вещество состоит из кальцита с примесью гётита; магнитные коричневые корочки сложены магнетитом, гётитом и железом, немагнитные чёрные

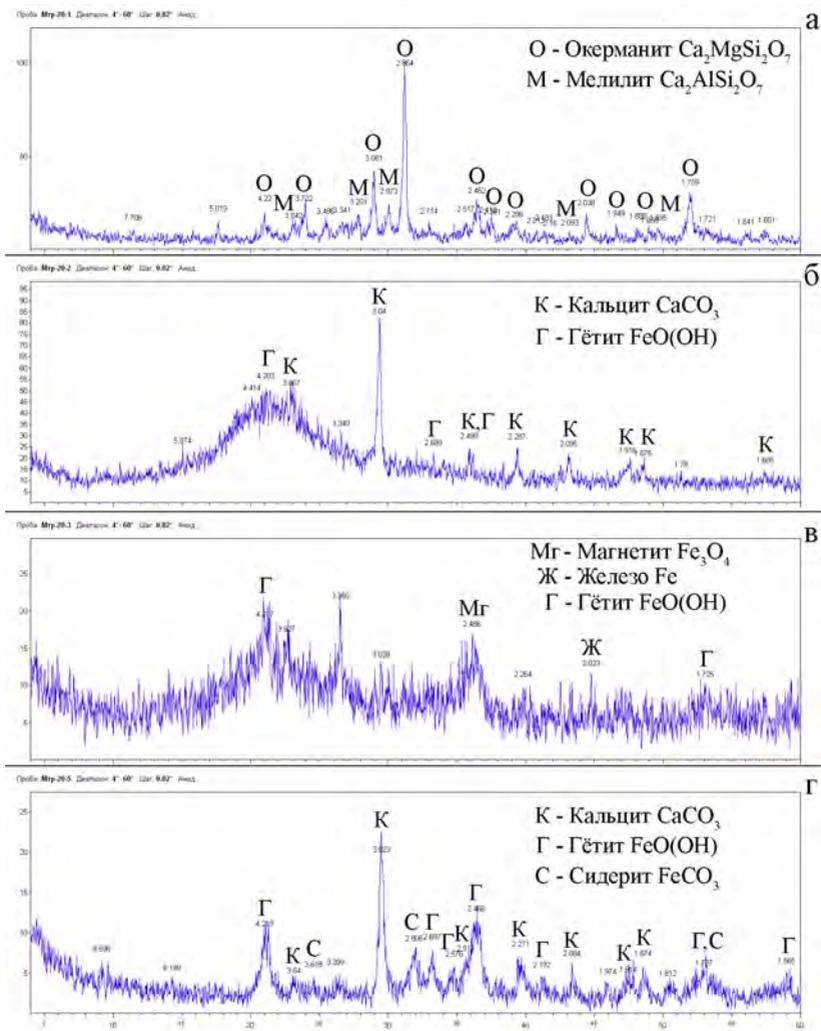


Рис. 4. Дифрактограммы различных частей образца: каменной части в виде чёрных остроугольных кусочков (Мтр-20-1) (а); карбонатной части в виде светло-жёлтого порошка (Мтр-20-2) (б); магнитных коричневых корочек с металлической части образца (Мтр-20-3) (в); немагнитных чёрных корочек с металлической части образца (Мтр-20-5) (г).

корочки представлены так же гётитом с примесью кальцита и сидерита. Металлическая часть образца методом рентгеновской дифракции не исследовалась. Но методом РФХА получен элементный состав металлического сплава, результаты которого представлены в табл.1. Практически, это чистое железо; на элементы-примеси, включая марганец, медь, хром, никель, титан и ванадий приходится не более 1.3 % состава.

Таблица 1

*Химический состав металлического сплава (Мтр-20-4) изучаемого образца по данным РФХА**

Компоненты	Содержание, %
	Мтр-20-4
Fe	98.70
Mn	0.59
Cu	0.28
Cr	0.20
Ni	0.18
Ti	0.03
V	0.01
Сумма	99.99

***Примечание:** Приблизённо-количественный экспресс-анализ выполнен на приборе XRF-1800, Shimadzu (аналитик С.Т. Неверов). Содержание компонентов приведено к 100 % без учета ППП. Рассчитано без коррекции по контрольному образцу.

Химический состав каменной части (Мтр-20-1) и немагнитных чёрных корочек с металлической части (Мтр-20-5) изучаемого образца представлен в табл. 2.

Инфракрасный спектр пропускания каменной части образца (МТР-20-1) соответствует окерманиту (акерманиту) (рис. 5а). В качестве эталона сравнения на спектре образца МТР-20-1 включена врезка ИК-спектра окерманита из атласа Н.В. Чуканова. Небольшие сдвиги в положении полос связаны с вариацией состава и с примесью изоструктурной окерманиту минерала геленита из группы мелилита.

ИК-спектр поглощения немагнитной окалины (МТР-20-5) состоит в основном из полос гётита (голубой (нижней) линией представлен ИК-спектр эталонного образца гётита) и карбонатов, которым соответствуют полосы валентных колебаний 1430 см^{-1} и линии их деформационных колебаний в области 870 см^{-1} (рис. 5б). Последняя расщеплена на линии 864 см^{-1} и 875 см^{-1} . Первая, по-видимому, относится к сидериту, вторая – к кальциту. В спектре заметны также очень слабые линии в области 720 см^{-1} и 710 см^{-1} , которые отвечают вторым линиям деформационных колебаний CO_3 в сидерите и в кальците, соответственно.

Таблица 2

Химический состав каменной части (Мтр-20-1) и немагнитных чёрных корочек с металлической части (Мтр-20-5) изучаемого образца по данным РФХА*

Компонент	Содержание, %	
	Мтр-20-1	Мтр-20-5
SiO ₂	38.17	9.46
TiO ₂	0.61	0.11
Al ₂ O ₃	13.83	3.74
Fe ₂ O ₃	4.02	67.34
MnO	1.63	0.37
MgO	3.18	0.89
CaO	36.07	12.41
Na ₂ O	0.42	0.33
K ₂ O	0.70	0.29
P ₂ O ₅	0.10	0.18
S _{общ.}	0.45	4.50
Cr ₂ O ₃	0.21	0.11
CuO	-	0.09
NiO	-	0.08
BaO	0.54	-
SrO	0.06	0.10
Сумма	99.99	100

*Примечание: Приближённо-количественный экспресс-анализ выполнен на приборе XRF-1800, Shimadzu (аналитик С.Т. Неверов). Содержание компонентов приведено к 100 % без учета ППП. Рассчитано без коррекции по контрольному образцу.

Таким образом, данные ИК-спектроскопии не противоречат результатам расшифровки рентгенограмм этих проб, а лишь подтверждают её, что свидетельствует о достоверности полученных результатов.

Закключение. Таким образом, нами установлено, что образец исследуемого предполагаемого метеорита Яблоновый состоит из самородного железа (практически без примеси никеля; Ni – 0.18 %), окерманита, мелилита (геленита), гётита, кальцита, сидерита, что не соответствует составу метеоритного вещества. Мы предполагаем, что найденный и изученный образец не что иное, как шлак с большим количеством металлического железного сплава некоего, пока не установленного, исторического (или даже древнего) металлургического производства на территории Забайкалья.

Авторы благодарны Е.Д. Зенович (Институт минералогии ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, г. Миасс), С.Т. Неверову и М.Ф. Самотолковой (Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар) за выполнение аналитических работ.

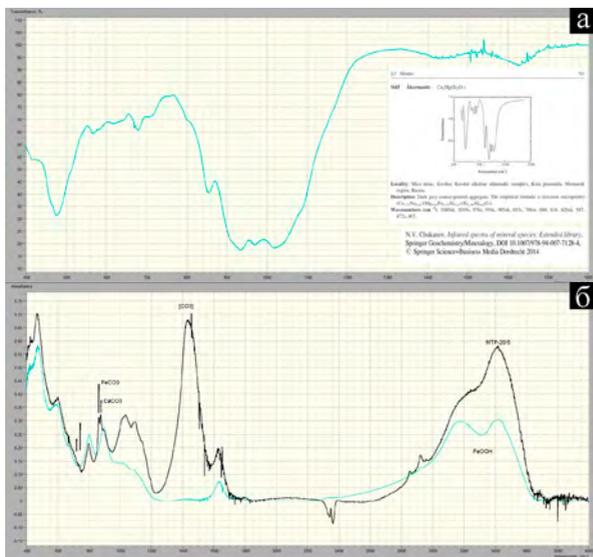


Рис. 5. Инфракрасные спектры: каменной части образца (МТР-20-1) с полосами окерманита-геленита (а); немагнитной окарины (МТР-20-5) с полосами гётита, кальцита и сидерита (б).

Исследование выполнено в инициативном порядке неформальным творческим коллективом с использованием аналитических возможностей центров коллективного пользования академических институтов.

Библиографический список

1. Анфилогов В.Н., Белогуб Е.В., Еремяшев В.Е., Кабанова Л.Я., Лебедева С.М., Лонцакова Г.Ф., Хворов П.В. Петрография, минералогия и строение метеорита «Челябинск» // Литосфера. 2013. № 3. С. 118-129.
2. Берзин С.В., Ерохин Ю.В., Иванов К.С., Хиллер В.В. Особенности минерального и геохимического состава метеорита «Челябинск» // Литосфера. 2013. № 3. С. 106-117.
3. Галимов Э.М. Челябинский метеорит // Наука в России. 2013. № 4 (196). С. 21-26.
4. Галимов Э.М., Колотов В.П., Назаров М.А., Костицын Ю.А., Кубракова И.В., Кононкова Н.Н., Рощина И.А., Алексеев В.А., Кашкаров Л.Л., Бадюков Д.Д., Севастьянов В.С. Результаты вещественного анализа метеорита Челябинск // Геохимия. 2013. № 7. С. 580-598.
5. Коротеев В.А., Берзин С.В., Ерохин Ю.В., Иванов К.С., Хиллер В.В. Состав и строение метеорита «Челябинск» // Доклады Академии наук. 2013. Т. 451. № 4. С. 446-450.
6. Лютюев В.П., Потапов С.С., Лысюк А.Ю., Симакова Ю.С. Метеорит Челябинск: спектроскопические методы исследования // Минералогия техногенеза–2013. Миасс: ИМин УрО РАН, 2013. С. 77-90.
7. Лютюев В.П., Потапов С.С., Исаенко С.И., Лысюк А.Ю., Симакова Ю.С., Самотолкова М.Ф. Минеральное вещество метеорита Челябинск: ИК-поглощение, комбинационное рассеяние и Мёссбауэровская спектроскопия ^{57}Fe // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2013. № 7 (223). Сыктывкар: Геопринт, 2013. С. 2-9.
8. Лютюев В.П., Потапов С.С., Силаев В.И., Лысюк А.Ю. Спектроскопические исслед-

дования минерального вещества метеорита Челябинск // Метеорит Челябинск – год на Земле: материалы Всероссийской научной конференции. Челябинск, 2014. С. 413-427.

9. *Лютоев В.П., Силаев В.И., Астахова И.С.* Коллекция метеоритов геологического музея имени А. А. Чернова // Минералогия техногенеза–2015. Миасс: ИМин УрО РАН, 2015. С. 214-218.

10. *Потапов С.С., Паришина Н.В., Наумкин Д.В.* Минеральный состав неметеоритного вещества // Деятнадцатые всероссийские научные чтения памяти ильменского минералога В. О. Полякова. Миасс: ИМин УрО РАН, 2018. С. 38-48.

11. *Силаев В.И., Голубева И.И., Филиппов В.Н., Лютоев В.П., Симакова Ю.С., Потапов С.С., Петровский В.А., Хазов А.Ф.* Метеорит «Челябинск»: минералогическо-петрографическая характеристика // Вестник Пермского университета. Геология. 2013. № 2 (19). С. 8-27.

12. *Силаев В.И., Филиппов В.Н., Голубева И.И., Лютоев В.П., Потапов С.С., Симакова Ю.С., Петровский В.А., Хазов А.Ф.* Метеорит Челябинск. Результаты минералогическо-геохимических исследований // Метеорит Челябинск – год на Земле: материалы Всероссийской научной конференции. Челябинск, 2014. С. 443-473.

13. *Филенко Р.А.* Результаты термического анализа вещества метеорита Челябинск // Пятнадцатые Всероссийские научные чтения памяти ильменского минералога В.О. Полякова. Миасс: ИМин УрО РАН, 2014. С. 87-91.

14. *Шарыгин В.В., Карманов Н.С., Подгорных Н.М., Томиленко А.А.* Минералогия и петрография «проплавленного» фрагмента метеорита Челябинск // Метеорит Челябинск – год на Земле: материалы Всероссийской научной конференции. Челябинск, 2014. С. 637-653.

15. *Шарыгин В.В., Тимина Т.Ю., Карманов Н.С., Томиленко А.А., Подгорных Н.М.* Минеральные ассоциации в коре оплавления фрагментов метеорита Челябинск // Метеорит Челябинск – год на Земле: материалы Всероссийской научной конференции. Челябинск, 2014. С. 654-666.

16. *Шарыгин В.В.* Na-Fe-фосфатные глобулы в импактных металл-сульфидных ассоциациях метеорита Челябинск: состав и КР-спектроскопия // Метеориты, астероиды, кометы. Материалы IV Международной конференции и школы молодых учёных. 2016. С. 146-150.

RESULTS OF STUDYING THE MINERAL COMPOSITION OF THE SUPPOSED YABLONOVY METEORITE

S.S. Potapov, N.V. Parshina, V.P. Lyutov, R.A. Filenko

s_almazov@74.ru

Using a complex of methods (X-ray phase analysis, X-ray fluorescence semi-quantitative chemical analysis, Infrared Fourier spectroscopy, synchronous thermal analysis), the mineral composition of the supposed Yablonovy meteorite from Transbaikalia was studied. It was found that the sample consists of native iron (practically free of nickel impurities; Ni – 0.18 %), okermanite, melilite (gelenite), magnetite, goethite, calcite, siderite, which does not correspond to the composition of meteorite matter. The found sample is nothing more than a slag with a large amount of a metallic iron alloy of some, not yet established, historical metallurgical production on the territory of Transbaikalia.

Keywords: mineral composition, meteorite, metallurgical slag, iron, okermanite, gelenite, Transbaikalia.

УДК 552.321.6+553.46

Д.Е. Савельев¹, Д.К. Макатов², В.С. Портнов²

¹Институт геологии УФИЦ РАН, г.Уфа;

²Карагандинский технический университет, г. Караганда, Казахстан

МИНЕРАЛЬНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В ХРОМИТИТАХ ЗАЛЕЖИ ГЕОФИЗИЧЕСКОЕ-VII (КЕМПИРСАЙСКИЙ МАССИВ, КАЗАХСТАН)

Описаны минеральные включения в зернах рудообразующих хромшпинелидов из залежи Геофизическое-VI, расположенной в северном окончании Джарлыбутацкого рудного узла, который является самым крупным в мире по объемам хромитового оруденения в ассоциациях офиолитового типа. Показано, что состав включений (оливин, серпентин, хлорит, паргасит, МПГ, сульфиды Fe, Ni, Co) обладает большим многообразием по сравнению с минералогией вмещающих ультрамафитов (оливин, ортопироксен, серпентин). Минералы металлов платиновой группы (МПГ) представлены преимущественно дисульфидами тугоплавкой триады, реже – твердыми растворами Ir-Os-Ru состава. Все выделения МПГ встречаются внутри зерен хромита, часто образуют сростки с хлоритом. Предложен механизм твердофазного захвата включений в результате деформационно-индуцированного распада пироксенов лерцолитов и сегрегации примесных элементов в хромшпинелидах в условиях высокотемпературно-пластического течения и рекристаллизации.

Ключевые слова: хромиты, Кемпирсайский массив, офиолиты.

DOI: 10.17072/chirvinsky.2022.219

Введение. Кемпирсайский массив является одним из крупнейших на Урале и вмещает уникальные месторождения хромовых руд – самые крупные из известных в комплексах офиолитового типа, которые по запасам уступают только хромититовым горизонтам Бушвельда. Месторождения офиолитов часто относят к так называемым «подиформным залежам» (podiform chromitite) из-за того, что они характеризуются нерегулярной морфологией и зачастую по форме подобны стручкам и всегда обрамлены дунитовой оболочкой (dunite envelope). Эти особенности резко противопоставляют их выдержанным по простиранию слоям-рифам в платформенных расслоенных интрузиях.

Отличительной характеристикой большинства подиформных месторождений является значительное проявление вторичных процессов, которые затрагивают преимущественно вмещающие породы (дуниты, гарцбургиты, лерцолиты), зачастую полностью превращая их в

серпентиниты, реже – хлоритолиты. Месторождения Главного рудного поля Кемпирсайского массива не являются исключением: хромититы обычно обрамляются аподунитовыми серпентинитами, которые затем сменяются апоперидотитовыми, содержащими обильные баститовые псевдоморфозы по пироксенам. Относительно свежие блоки перцолитов и гарцбургитов встречаются спорадически только в скважинах на глубинах от 300 до 1000 м и глубже. Вместе с тем, необходимо отметить, что серпентинизация ультрамафитов обычно ограничена низкотемпературной стадией образования петельчатого серпентина и практически всегда акцессорные и рудообразующие хромшпинелиды имеют хорошую сохранность и почти не претерпели вторичных изменений.

Генезис хромититов офиолитовой ассоциации до настоящего времени представляет предмет дискуссии. В современной литературе наиболее часто их интерпретацию чаще всего связывают с реакцией расплав+рестит [7 и др.], реже – с флюидно-метасоматическим замещением [1, 8 и др.] либо твёрдофазной дифференциацией [4].

Зерна хромита часто содержат твёрдые включения, которые весьма многообразны по составу. Наряду с типичными для ультраосновных пород включениями (оливин, пироксены, серпентин, хлорит, МПП, аварунит), довольно часто встречаются так называемые «экзотические» – паргасит, флогопит, хлорит, углеродсодержащие фазы [5, 8]. В последнее время все чаще наличие подобных включений заставляет исследователей делать выводы об имевших место флюидно-гидротермальных процессах в генезисе оруденения.

Результаты. Нами было изучено несколько образцов из керна разведочных скважин, пробуренных через основную залежь месторождения Геофизическое-VII. Руды представлены преимущественно густовкрапленными (70–85% зерен хромита) среднезернистыми (0,5–2 мм) хромититами, реже встречаются массивные (>85%) крупнозернистые (> 2 мм) либо средневкрапленные (40–70%) мелко-среднезернистые (0,1–1 мм) разновидности.

Во всех изученных образцах в зернах хромита выявлены минеральные включения (табл.1), причем их содержание возрастает от средневкрапленных мелкозернистых руд к массивным. В густовкрапленных и массивных рудах включения распределены неравномерно: подавляющая часть зерен (80%) либо лишена включений, либо в них встречаются очень мелкие включения размером первые микрометры. Примерно 10–15% зерен содержат единичные довольно крупные включения оливина, который в настоящее время полностью замещен серпентином, и только 2–5% зерен характеризуются обильными включениями других

фаз, среди которых чаще всего встречается паргасит, реже – флогопит (размер от первых мкм до 50 мкм). Остальные включения (сульфиды Ni, аваруит, МПГ) являются редкими и размеры их варьируют от доли микрометра до 10–25 мкм. Ниже мы подробнее остановимся на характеристике минералов включений.

Таблица 1
Минералогия включений в хромитах залежи Геофизической-VII

№ п/п	Минерал	Формула	распространение
1	хромшпинелид	$(Mg,Fe)(Cr,Al,Fe)_2O_4$	+++++
2	серпентин	$Mg_3(Si_2O_5)(OH)_4$	++++
3	Mg-хлорит (клинохлор)	$Mg_2Al(AlSi_3O_{10})(OH)_8$	+++
4	паргасит	$NaCa_2(Mg,Al)(Si_6Al_3)O_{22}(OH)_2$	+++
5	оливин	$(Mg,Fe)_2SiO_4$	++
6	пентландит	$(Fe,Ni)_9S_8$	++
7	хизлевудит	Ni_3S_2	++
8	Со-пентландит	$(Co,Fe,Ni)_9S_8$	+
9	лаурит	$(Ru,Os,Ir)S_2$	++
10	эрликманит	$(Os,Ru,Ir)S_2$	++
11	гексаферрум	$(Ru,Os,Ir,Fe...)$	+
12	сульфоарсенид ЭПГ (?)	$(Ir,Ru,Rh,Cu...)AsS$	+
13	сульфид иридия	IrS_2	+

Примечание: +++++ - главный минерал (>50%), ++++ - второстепенный минерал (10-50%), +++ - типичный акцессорный минерал, ++ - редкий минерал, + - единичные находки

Оливин в зернах хромита сохраняется преимущественно в виде мелких (10–50 мкм) округлых включений (рис. 1а), которые расположены вдали от трещин, обычно интенсивно развитых в хромитах и разделяющих рудные зерна на отдельные фрагменты. По составу оливин является высокомагнезиальным (Fe_{95-98}) и содержит значительные количества никеля (0.5–0.7 мас.%).

Амфиболы являются наиболее многочисленными первичными включениями в зернах хромита, их размер варьирует от первых мкм до 25–30 мкм, а форма – от таблитчатых (рис. 1б) до призматических и шестоватых (рис. 1в). Состав весьма выдержанный и соответствует паргаситу с высокими содержаниями Na (1–3 мас.%) и Cr (0.8–2.5 мас.%), в большинстве зерен фиксируется примесь калия: обычно 0.05–0.2 мас.%, в единичных случаях до 1.07 мас.%.

Сульфиды и арсениды системы Ni-Fe-Co-Cu представлены мелкими выделениями как внутри зерен хромита, так и в трещинах, заполненных серпентином. Размер включений изменяется от первых

микрометров до 15-25 мкм. Наиболее многочисленны выделения представлены хизлеудитом и пентландитом, в единичных случаях отмечаются кобальт-пентландит и никелин. В некоторых выделениях пентландита выявлены довольно высокие содержания мышьяка и тончайшие выделения платиноидов (рис. 1г).

Минералы платиновой группы (МПГ) обнаружены исключительно внутри зерен хромита и обычно имеют очень малые размеры – от долей мкм до 3-5 мкм (рис. 1д, 1е). Большая часть выделений по составу относится к дисульфидам ряда лаурит-эрликманит с общей формулой $(Ru,Os,Ir)S_2$ и переменными отношениями между элементами платиновой группы. В составе некоторых выделений значительно преобладает иридий и их формула приближается к IrS_2 . Часть выделений представлена сульфоарсенидами ЭПГ, близкими к составу ирарсита.

В некоторых зернах хромита выявлены твердые растворы платиноидов состава Ru-Os-Ir-Fe (гексаферрум). В некоторых случаях выделения МПГ ассоциируют с хлоритом (рис. 1е). Из других ЭПГ в составе сульфидов ряда лаурит-эрликманит отмечается постоянная примесь родия в количестве до 3 мас.%, в сульфоарсенидах иридия его концентрация увеличивается до 5–6 мас.%. В единичных зернах МПГ отмечается примесь платины в количестве 1–2 мас.%, также выявлено 1 выделение самородной меди, содержащей 7 мас.% Pt. Палладий в изученных минералах не установлен.

Обсуждение результатов и выводы. Набор минералов во включениях в изученных зернах хромита месторождения Геофизическое VII в целом сходен с изученными ранее на других офиолитовых объектах. Однако интерпретация их генезиса является неоднозначной. Наиболее просто объяснить присутствие округлых зерен оливина в хромшпинелидах, поскольку оливин близкого состава присутствует в окружающих дунитах и гарцбургитах. Захват оливина мог происходить при кристаллизации хромита либо из просачивающихся сквозь рестит расплавов [7], либо в ходе синдеформационного роста [2].

Более трудным вопросом является частое присутствие включений паргасита, который вряд ли мог кристаллизоваться на ранних стадиях совместно с хромитом из базальтовых или бонинитовых расплавов. Некоторые исследователи полагают, что наличие включений гидроксилсодержащих минералов в хромите доказывает флюидно-метасоматический генезис хромититов [8]. Вместе с тем, ранее нами было показано на многочисленных примерах совместное присутствие тончайших выделений хромшпинелида и паргасита внутри неизмененных кристаллов оливина и ортопироксена из лерцолитов массивов Крака и Нурали [2, 3].

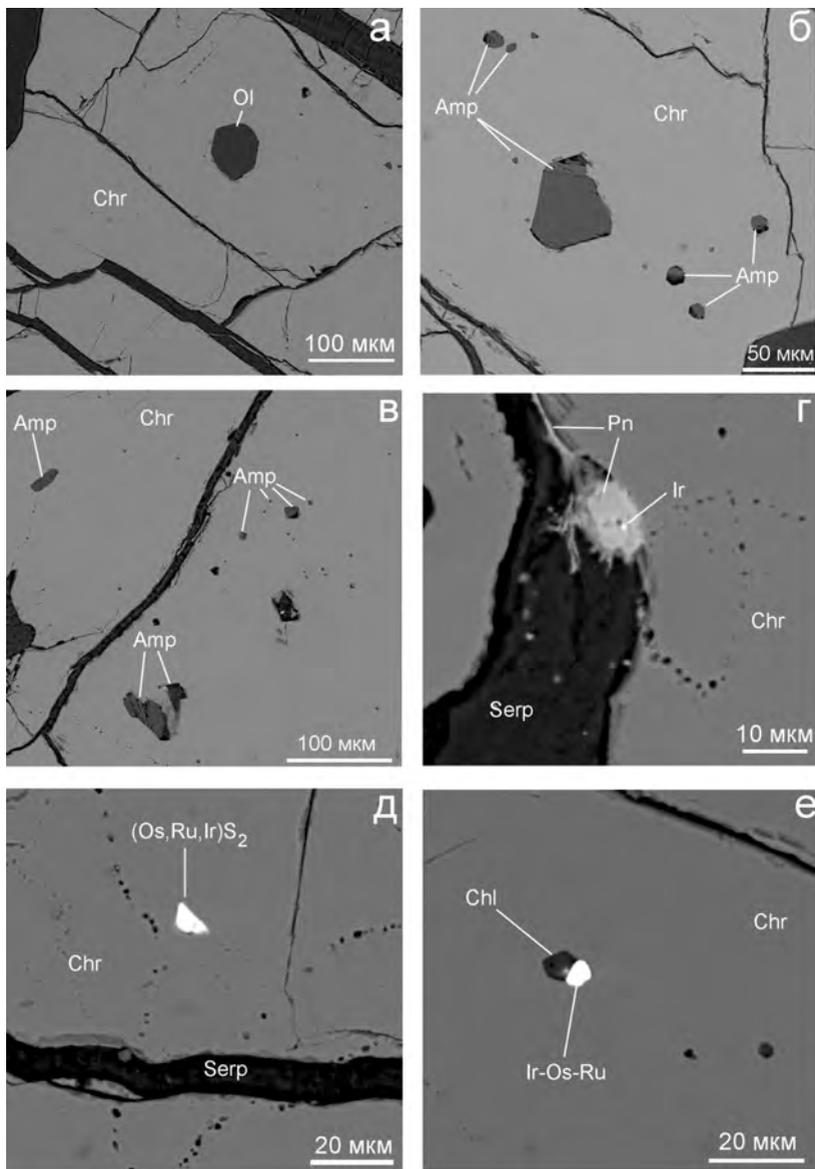


Рис. 1. Минеральные включения в зернах хромита месторождения Геофизическое-VII
 Chr – хромит, Amp – амфибол, Serp – серпентин, Chl – хлорит, Ol – оливин, Pn - пентландит

Кроме того, если присутствие амфиболов в хромититах связано с просачиванием флюидов, то локализация их должна быть связана с микро-трещинами или границами зерен. Однако, все включения паргасита в изученных нами зернах хромита встречаются в центральных частях вдали от границ, в то время как в многочисленных трещинах не выявлено ни одного выделения амфиболов подобного состава. Это позволяет нам сделать вывод о твердофазном генезисе включений.

Платинометаллическая минерализация характеризуется преобладанием тугоплавких платиноидов – рутения, иридия и осмия при подчиненной роли родия и платины и полном отсутствии палладия, что также соответствует результатам, полученным ранее для других объектов юго-восточной части Кемпирсайского массива [6, 9]. На данном этапе изучения МПП в хромититах месторождения о решении вопроса их генезиса говорить преждевременно. Однако частая ассоциация МПП с хлоритом и, одновременно, отсутствие их вне зерен хромита также предполагает, что их образование могло быть связано с процессами рекристаллизации с одновременной сегрегацией примесей из рудных зерен.

Работа выполнена в рамках Государственного задания по теме № FMRS-2022-0011.

Библиографический список

1. Лушкарёв Е.В., Каменецкий В.С., Морозова А.В., Хиллер В.В., Главатских С.П., Родеманн Т. Онтогенез хромшпинелидов и состав включений как индикаторы пневматолито-гидротермального происхождения платиноносных хромитов Кондерского массива (Алданский щит) // Геология рудных месторождений, 2015 – Т.57. – С. 394–423.
2. Савельев Д.Е., Белозуб Е.В., Блинов И.А., Кожевников Д.А., Котляров В.А. Петрологические свидетельства синдеформационной сегрегации вещества при образовании дунитов (на примере офиолитов Крака, Южный Урал) // Минералогия, 2019. – №4. – С. 56–77.
3. Савельев Д.Е. Особенности морфологии и состава хромшпинелидов из ультрамафитов мантийного разреза Нуралинского массива (Южный Урал) // Минералогия, 2019. – Т.5. – № 4. С. 3–18.
4. Савельев Д.Е., Федосеев В.Б. Твёрдофазное перераспределение минеральных частиц в восходящем мантийном потоке как механизм концентрации хромита в офиолитовых ультрамафитах (на примере офиолитов Крака, Южный Урал) // Георесурсы, 2019. – Т. 21. – № 1. – С. 31–46. DOI: <https://doi.org/10.18599/grs.2019.1.31-46>
5. Borisova A.Y., Ceuleneer, G., Kamenetsky V.S., Arai S., Béjina F., Abily B., Bindeman I.N., Polvé, M., De Parseval P., Aigouy T., Pokrovski G.S. A new view on the petrogenesis of the Oman ophiolite chromitites from microanalyses of chromite-hosted inclusions // Journal of Petrology, 2012. – V. 53. P. 2411–2440.
6. Distler V.V., Kryachko V.V., Yudovskaya M.A. Ore petrology of chromite-PGE mineralization in the Kempirсай ophiolite complex // Mineralogy and Petrology. – 2008. – V.92. – P. 31–58. DOI 10.1007/s00710-007-0207-3
7. Gonzalez-Jimenez J.M., Griffin W.L., Proenza A., Gervilla F., O'Reilly S.Y., Akbulut M., Pearson N.J., Arai S. Chromitites in ophiolites: how, where, when, why?

Part II. The crystallisation of chromitites // *Lithos*, 2014. – V. 189. – P. 148–158.
<http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2013.09.008>

8. *Johan Z., Martin R.F., Ettler V.* Fluids are bound to be involved in the formation of ophiolitic chromite deposits // *European Journal of Mineralogy*, 2017. – V. 29. – P. 543–555.

9. *Melcher F.* Base metal–platinum-group element sulfides from the Urals and the Eastern Alps: characterization and significance for mineral systematics // *Mineralogy and Petrology*. – 2000. – V. 68. – P. 177–211.

SOLID INCLUSIONS IN THE CHROMITITES OF
GEOFIZICHESKOE-VII DEPOSIT (KEMPIRSAY MASSIF,
KAZAKHSTAN)

D.E. Saveliev, D.K. Makatov, V.S. Portnov

Solid inclusions in chromite grains of Geofizicheskoe VII deposit located in Dzharlybutak area hosting the largest ophiolitic chromitite resources in the world are described. We show that mineralogical composition of inclusions (olivine, serpentine, chlorite, pargasite, PGM, base metal sulfides) is more various in comparison to that of host ultramafic rocks (olivine, enstatite, serpentine). PGM are predominantly disulfides of refractory PGE, rarely – native Ru-Os-Ir solid solutions. PGM inclusions always locate in chromite grains and they often form intergrowth with chlorite. We infer that the inclusions in chromite grains would be formed by solid state processes (deformation-induced breakdown of pyroxenes, impurity segregation in spinel, etc.) during high-T plastic flow and recrystallization at upper mantle conditions.

Keywords: chromites, Kempirsay massif, ophiolites.

УДК 553.2.065 (261.1)

**В.И. Силаев¹, И.Г. Добрецова², А.И. Антошкина¹,
В.Н. Филиппов¹, Б.А. Макеев¹, И.В. Смолева¹, А.Ф. Хазов¹**

¹Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар

²АО «Полярная морская геологоразведочная
экспедиция», г. Санкт-Петербург

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ СУЛЬФИДНЫЕ ОРУДЕНЕНИЯ В РОССИЙСКОМ РАЗВЕДОЧНОМ РАЙОНЕ СРЕДИННО- АТЛАНТИЧЕСКОГО ХРЕБТА

Рассмотрены результаты новых исследований сульфидных оруденений с рифтовой долины Срединно-Атлантического хребта. Проанализированы закономерности химического и минерального состава, особенности минералогической зональности в локальном и региональном масштабах. Обсуждаются генетические аспекты изотопного состава серы и углерода в продуктах океанического и континентального вулканизма.

Ключевые слова: Срединно-Атлантический хребет, гидротермальные сульфидные поля, химический и минеральный состав оруденений, изотопия серы и углерода в продуктах океанического и континентального вулканизма.

DOI: 10.17072/chirvinsky.2022.226

Введение. В октябре 2012 г. между Российской Федерацией и Международным органом по морскому дну (МОМД ООН) был подписан контракт на проведение разведки гидротермальных сульфидных полей в рифтовой долине Срединно-Атлантического хребта (САХ) в секторе с координатами 12°48'–20°54' с. ш. и на глубинах 2–4 км в течение 15 лет. В рамках этого соглашения Россия является обладательницей эксклюзивных прав на изучение и дальнейшее освоение многочисленных гидротермальных сульфидных месторождений [1, 12, 15, 16, 21, 28], выявленных в пределах Российского разведочного района (РРР). Поисково-разведочные работы в этом районе проводит, главным образом, Полярная Морская ГРЭ (Санкт-Петербург).

Общая характеристика сульфидных оруденений. Гидротермальные сульфидные проявления выявлены в САХ в пределах рифтовой долины на восточном и западном ее бортах, а также за пределами рифтовой зоны. В настоящее время эти проявления подразделяют на два типа [4–6]. К первому типу относят трубообразные сульфидные постройки – так называемые черные курильщики, образовавшиеся на

выходах на поверхность пульсирующих высоконапорных и относительно высокотемпературных (до 350°C) флюидов. В качестве субстрата для сульфидных труб выступают серпентинизированные габбро-перидотиты, пироксениты, пикробазальты [7, 14, 21, 25]. В качестве второго – «нового» – типа рассматриваются более мелкие, но множественные постройки, возникшие в результате воздействия на рыхлые органогенно-карбонатные и глинисто-карбонатные осадки слабонапорных и относительно низкотемпературных флюидов. Примером такого типа сульфидных построек могут служить минерализации на гидротермальных полях Петербургском и Зенит-Виктория. Считается, что оба типа сульфидных проявлений генетически обусловлены флюидами «глубинной циркуляции» [19], а образование рассматриваемых оруденений в них происходило как последовательный почти непрерывный процесс, хронологически протекающий в диапазоне от примерно 200 тыс. лет н. (уран-ториевый метод) до практически современности [26].

В составе оруденений обоих типов выявлены пирит, марказит, пирротин, изокубанит, халькопирит, борнит, халькозин-ковеллин, сфалерит, сульфаты, изредка встречается самородная медь [3, 11, 19]. Отмечается также значительное обогащение таких оруденений золотом от 1–5 до 60 г/т, серебром от 6 до 360 г/т и сульфидов платиной до 500 г/т [14, 19, 21, 22, 24]. В последние годы установлено, что визуально эффективным минералогическим спутником таких оруденений выступает благодаря яркому голубовато-зеленому цвету атакмит, пропитывающий вмещающие сульфидные постройки осадки и образующий на сульфидах совместно с гётитом и арагонитом эпигенетические корки [9, 10].

Полученные по черным курильщикам САХ данные свидетельствуют об упорядоченном в пространстве и времени развитии процесса сульфидообразования. Так, на примере гидротермального поля Снейк-Пит было показано [20], что в пределах сульфидных труб реализуется довольно отчетливая вертикальная (вдоль оси) и латеральная (в стороны от оси) минералогическая зональность. Вертикальный вариант зональности проявляется в пространственной последовательности расположения рудообразующих сульфидов в направлении снизу вверх: (изокубанит + халькопирит) → (халькопирит + пирит (марказит) → (сфалерит + халькопирит). В латеральном направлении аналогичная последовательность имеет вид: (изокубанит + халькопирит) → сфалерит → ранний пирит (марказит). Примечательно, что выявленная в трубах поля Снейк-Пит зональность-последовательность образования рудообразующих сульфидов близка к генеральной зональности-последовательности

сульфидообразования в гидротермальных полях САХ [26]: (пирит + марказит) → (пирит + марказит + халькопирит) → (халькопирит + борнит + халькозин-ковеллин) → сфалерит. Более того, выявленная в океанических сульфидных оруденениях зональность-последовательность имеет сходство с таковой в континентальных гидротермальных палеосистемах [23]. В последних наиболее ранним минералом и рассеянным по системе также выступает пирит, сменяющийся во времени сначала медными сульфидами, а затем сфалеритом и далее галенитом.

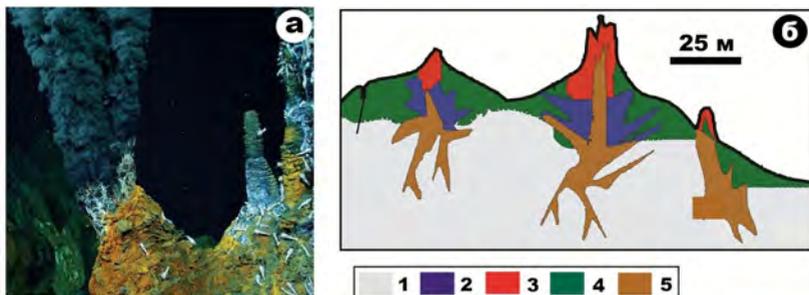


Рис. 1. Пример черного курильщика (а) и схема минералогической зональности курильщиков (б), составленная на основе результатов изучения рудного поля Снейк-Пит [20]. Легенда на б: 1 – базальты, 2 – пирит-халькопиритовые руды, 3 – сфалеритовые руды, 4 – ранний пирит, 5 – корневые изокубанит-халькопиритовые руды

Объекты и результаты исследований. Объектами наших исследований послужили типичные образцы с относительно недавно открытых и еще мало изученных гидротермальных полей, представляющих все основные разновидности океанических сульфидных руд (табл. 1). Изученные образцы характеризуются полисульфидным составом, массивно-пористой и гнездово-прожилко-вкрапленной текстурой, тонкозернистой структурой. В некоторых образцах наблюдается зональность в распределении основных сульфидов, выражающаяся в некотором пространственном обособлении продуктивных сульфидов меди и цинка от пирита-марказита (рис. 2).

Доля сульфидной массы в исследованных образцах колеблется в пределах от 26 % (Семенов, Краснов) до 82 % (Петербургское), составляя в среднем 56.3 ± 17.9 %. По химическому составу (табл. 2) исследованные образцы можно подразделить на шесть разновидностей: **Fe (Co, Zn)** – Победа 1, Краснов; **Cu-Fe (Co, Ni, Zn)** – Ашадзе 2, Семенов; **Fe-Cu (Co, Ni)** – Ашадзе 1, Петербургское; **Zn-Fe-Cu (Co)** – Молодежное; **Fe-Zn-Cu (Co, Pb)** – Коралловое; **Cu-Fe-Zn (Co, Ni, Pb)** – Зенит-Виктория. Корреляционный анализ компонентов химического состава выявил в

образцах несколько групп компонентов, связанных между собой в группах и конкурирующих с компонентами других групп.

Таблица 1

Общая характеристика сульфидных руд

№ п/п	Рудное поле, гео-графические координаты, глубина отбора образцов	Минеральный тип	Доля рудной массы, мол. %	Диагностированные минералы
1	Ашадзе-1, 12°58', 3700 м	Изокубанит-халькопиритовый	60.6	Группа халькозина Cu ₂ -xS, борнит, халькопирит, изокубанит CuFe ₂ S ₃ , шпинелид, ангидрит, гипс, сидерит, гётит
2	Ашадзе-2, 12°59' с. ш., 44°54' з. д., 3280–4300 м	Пирит-халькопиритовый	60.0	Пирит, марказит, халькопирит, гипс, гётит
3	Петербургское, 19°52' с. ш., 45°55' з. д., 2954–2997 м	Сфалерит-борнит-халькопиритовый	81.7	Халькопирит, борнит, сфалерит, пирит
4	Победа-1, 17°07' с. ш., 46°24' з. д., 2790–3003 м	От халькопирит-пиритового до пирит-халькопиритового	67.8	Пирит, марказит, халькопирит
5	Коралловое, 13°07'–13°09' с. ш., 44°52'–44°54' з. д., 3384–3493 м	Халькопирит-пиритовый	68.3	Пирит, халькопирит, сфалерит, тальк, гидрослюда, хлориты, галит
6	Семёнов-2, 13°30' с. ш., 44° з. д., 2400–2950 м	Сфалерит-халькопиритовый	26.5	Пирит, халькопирит, самородная медь, атакамит, тальк
7	Молодежное, 13°07' с. ш., 44°54' з. д., 2779–2849 м	Пирит-халькопиритовый с изокубанитом	50.6	Пирит, халькопирит, изокубанит, сфалерит
8	Краснов, 16°38' с. ш., 3700–3760 м	Халькопирит-пиритовый	27.0	Пирит, халькопирит, кварц
9	Зенит-Виктория, 20°08' с. ш., 2370–3760 м	Сфалеритовый	68.3	Сфалерит, халькопирит, хлориты
10	ТАГ, 26° с. ш.	Халькопирит-пиритовый	52.6	Пирит, марказит, халькопирит, гётит, кварц



Рис. 2. Типичные примеры исследованных образцов океанических сульфидных руд: а – Ашадзе 1, б – Ашадзе 2, в – Петербургское, г – Победа 1, д – Коралловое

1. Компоненты вулканической примеси в рудах: $\text{SiO}_2 + \text{TiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Cr}_2\text{O}_3 + \text{PbO} + \text{MgO} + \text{K}_2\text{O} + \text{MnO} + \text{SrO} + \text{BaO} + \text{P}_2\text{O}_5 + \text{MoO}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{As}_2\text{O}_5 + \text{Cl}$. Положительные коэффициенты парной корреляции здесь варьируются в пределах 0.23–0.59.

2. Компоненты магнетита в вулканическом материале: $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Cr}_2\text{O}_3 + \text{MnO}$. Коэффициенты парной корреляции разного знака лежат в пределах значений 0.2–0.27.

3. Компоненты сульфидного оруденения: $\text{Fe} + \text{Cu} + \text{Ni} + \text{Co} + \text{Zn} + \text{S} + \text{Se}$. Коэффициенты парной корреляции разного знака в пределах 0.2–0.6. Внутри сульфидной группы выявляется три отрицательно коррелирующихся между собой подгруппы сульфидных компонентов: 1) $\text{Fe} + \text{Co} + \text{Ni}$ с положительными коэффициентами корреляции в пределах 0.27–0.58 (пирит, марказит); 2) $\text{Cu} + \text{Se}$ с положительными коэффициентами корреляции в пределах 0.29–0.54 (медные сульфиды); 3) Zn (сфалерит). Существование такой системы подгрупп подчеркивается сильными отрицательными корреляциями между основными сульфидными компонентами: $\text{Fe}/\text{Cu} = -0.57$; $\text{Fe}/\text{Zn} = -0.36$; $\text{Cu}/\text{Zn} = -0.56$. Очевидно, что вся система корреляционных связей в рассматриваемой группе отражает конкуренцию между соответствующими сульфидами – пиритом + марказитом, изокубанитом + халькопиритом + борнитом, сфалеритом.

Таблица 2

Статистические данные о химическом составе сульфидных руд

Компо- ненты	Рудные поля								
	Ашадзе 1	Ашадзе 2	Петербург- ское	Победа 1	Коралловое	Семенов	Молодеж- ное	Краснов	Зенит- Виктория
SiO ₂	1.08 ± 0.8	3.3 ± 4.65	7.87 ± 1.08	2.71 ± 1.32	12.14 ± 13.13	28.29 ± 38.96	25.43 ± 0.91	37.59 ± 19.02	6.18 ± 3.39
TiO ₂	0	0.004 ± 0.005	0	0.003 ± 0.01	0.01 ± 0.01	0.01 ± 0.01	0.01 ± 0.01	0.05 ± 0.03	0.03 ± 0.04
SnO ₂	0.03 ± 0.07	0.03 ± 0.07	0	0	0.05 ± 0.11	0	0	0	0
Al ₂ O ₃	0.24 ± 0.1	0.53 ± 0.28	0.17 ± 0.02	0.561 ± 0.35	0.241 ± 0.17	0.74 ± 0.85	0.66 ± 0.23	1.63 ± 1.39	1.65 ± 1.2
Fe ₂ O ₃	27.28 ± 5.08	43.38 ± 6.81	24.95 ± 1.89	43.38 ± 3.91	13.37 ± 5.7	20.37 ± 21.85	16.84 ± 2.62	28.41 ± 18.69	17.47 ± 2.58
Cr ₂ O ₃	0-	0.01 ± 0.01	0	0.02 ± 0.02	0.01 ± 0.01	0.05 ± 0.06	0	0.04 ± 0.03	0
MnO	0.04 ± 0.09	0.05 ± 0.1	0	0.05 ± 0.03	0.06 ± 0.05	0.02 ± 0.03	0.02 ± 0.01	0.15 ± 0.27	0.07 ± 0.1
NiO	1 ± 0.68	0	0	0	0	0.03 ± 0.04	0	0	0.04 ± 0.02
CoO	0.29 ± 0.06	0.18 ± 0.18	0	0	0.01 ± 0.02	0.16 ± 0.23	0.05 ± 0.01	0.1 ± 0.07	0.06 ± 0.01
CuO	35.32 ± 7.44	7.72 ± 2.75	29.49 ± 2.35	0.84 ± 0.57	23.28 ± 0.57	9.79 ± 11.6	24.57 ± 5.9	1.35 ± 2.32	2.55 ± 0.52
ZnO	0.1 ± 0.05	1.74 ± 1.84	0.07 ± 0.02	0.1 ± 0.09	17.01 ± 13.69	0.17 ± 0.12	2.44 ± 0.82	0.21 ± 0.31	33.99 ± 4.6
PbO	0	0	0	0	0.03 ± 0.08	0	0	0	0.01 ± 0.01
MgO	0.97 ± 0.96	2 ± 1.02	0.68 ± 0.18	0.97 ± 0.22	0.56 ± 0.51	17.76 ± 19.83	0.58 ± 0.11	2.23 ± 2.6	2.02 ± 0.78
CaO	5.71 ± 4.55	4.27 ± 5.87	0.12 ± 0.04	0.15 ± 0.05	0.16 ± 0.01	1.28 ± 0.4	0.19 ± 0.13	3.11 ± 5.83	0.11 ± 0.07
SrO	0.03 ± 0.03	0.03 ± 0.04	0	0	0	0.02 ± 0.02	0	0.05 ± 0.09	0
BaO	0	0	0	0	0	0	0	0.55 ± 1.1	0
Na ₂ O	1.13 ± 0.54	1.35 ± 0.8	0.53 ± 0.2	0.96 ± 0.59	0.3 ± 0.5	0.68 ± 0.06	1.48 ± 0.01	0.93 ± 0.24	0.1 ± 0.02
K ₂ O	0.04 ± 0.02	0.08 ± 0.03	0.04 ± 0.01	0.09 ± 0.04	0.14 ± 0.31	0.05 ± 0.01	0.08 ± 0.01	0.19 ± 0.16	0.03 ± 0.01
P ₂ O ₅	0.06 ± 0.08	0.26 ± 0.29	0.03 ± 0.04	0.07 ± 0.05	0.01 ± 0.02	0.15 ± 0.21	0.01 ± 0.004	0.31 ± 0.51	0.01 ± 0.003
SO ₃	26.4 ± 4.38	34.85 ± 13.92	35.84 ± 2.76	49.31 ± 4.3	32 ± 4.95	19.58 ± 25.96	26.99 ± 2.12	22.76 ± 15.88	35.46 ± 2.56
MoO ₃	0	0	0	0.05 ± 0.03	0	0	0	0.04 ± 0.08	0
As ₂ O ₅	0	0.06 ± 0.06	0	0	0.01 ± 0.01	0	0	0	0
SeO ₂	0.06 ± 0.02	0.004 ± 0.009	0.03 ± 0.04	0	0.01 ± 0.07	0	0.05 ± 0.01	0	0
Cl	0.26 ± 0.07	0.64 ± 0.58	0.23 ± 0.33	0.24 ± 0.41	0.45 ± 0.4	0.19 ± 0.27	0.006 ± 0.0023	0.31 ± 0.03	0.2 ± 0.22

Важно также подчеркнуть, что между компонентами сульфидного оруденения и вулканической примеси выявляются устойчивые отрицательные коэффициенты парной корреляции, значения которых колеблются в пределах от -0.2 до -0.52 . Это, скорее всего указывает на наложенный характер сульфидного оруденения.

Фазовая диагностика минералов в составе сульфидных оруденений в основном осуществлялась рентгендифракционным методом по наиболее характерным отражениям (d/n в Å, в круглых скобках – индексы hkl , в квадратных – параметры э. я. в Å). Учитывая природную уникальность исследованных объектов, ниже приводим рентгеновские данные по всем проанализированным минералам.

Пирит: 3.12–3.13 (111); 2.7–2.71 (200); 2.42 (210); 2.21 (211); 1.911–1.916 (220); 1.631–1.634 (311); 1.562–1.570 (222); 1.501–1.503 (230); 1.447–1.448 (321); 1.242–1.243 (331); 1.211 (420) [$a_0 = 5.4166 \pm 0.0003$].

Марказит: 3.44–3.46 (110); 2.69 (101); 2.31–2.32 (120); 1.915 (121); 1.757–1.761 (211); 1.720–1.725 (220); 1.681–1.690 (002); 1.672–1.674 (130); 1.596–1.597 (031); 1.428 (310); 1.367 (122) [$a_0 = 4.446 \pm 0.012$, $b_0 = 5.422 \pm 0.014$; $c_0 = 3.382 \pm 0.009$].

Халькопирит: 3.03–3.04 (112); 2.64–2.65 (020); 1.868–1.871 (220); 1.852–1.857 (024); 1.591–1.593 (132); 1.570–1.576 (116); 1.518–1.520 (224); 1.322–1.323 (040); 1.302 (008); 1.211–1.215 (332); 1.205 (136) [$a_0 = 5.2887 \pm 0.0004$; $c_0 = 10.4172 \pm 0.0012$].

Борнит: 4.07 (105); 3.29–3.30 (116); 3.15–3.16 (224); 2.80–2.81 (305); 2.73–2.74 (008); 2.49–2.5 (413); 2.10–2.11 (336); 1.854–1.858 (2 1 11); 1.645–1.649 (2 2 12); 1.578 (448) [$a_0 = (10.92–10.96) \pm 0.02$; $c_0 = (21.89–21.91) \pm 0.04$].

Изокубанит: 3.05 (111); 2.64–2.65 (200); 1.865–1.872 (220); 1.591–1.595 (113); 1.321–1.324 (400) [$a_0 = (5.2810–5.2901) \pm 0.0006$].

Халькозин: 4.24 (22 $\bar{2}$); 3.75 (122); 3.59 (212); 3.39 (400); 3.29 (032); 3.18 (222); 3.03 (132); 2.95 (51 $\bar{2}$); 2.88 (041); 2.83 (033); 2.73 (240); 2.66 (042); 2.56 (241); 2.53 (60 $\bar{2}$); 2.47 (61 $\bar{2}$); 2.39 (043); 2.33 (44 $\bar{1}$); 2.24 (025); 2.21 (31 $\bar{6}$); 2.12 (044); 2.10 (25 $\bar{3}$); 2.05 (053); 2.03 (72 $\bar{2}$); 2.00 (144); 1.969 (060); 1.959 (630); 1.936 (450); 1.873 (13 $\bar{6}$); 1.814 (26 $\bar{3}$); 1.784 (154); 1.697 (434); 1.688 (40 $\bar{8}$); 1.650 (702); 1.617 (524); 1.579 (75 $\bar{4}$) [$a_0 = 15.21 \pm 0.04$; $b_0 = 11.87 \pm 0.03$; $c_0 = 13.51 \pm 0.06$; $\beta = 116.4 \pm 0.3$].

Сфалерит: 3.13 (111); 2.71–2.72 (200); 1.914–1.917 (220); 1.633–1.635 (311); 1.563–1.566 (222); 1.353 (400); 1.241 (331); 1.210 (420) [$a_0 = 5.417 \pm 0.004$].

Шпинелид: 4.83–4.84 (111); 2.96–2.97 (220); 2.53 (311); 2.42 (222);

2.10 (400); 1.695–1.711 (422); 1.614–1.616 (333); [$a_0=(8.380-8.388) \pm 0.006$].

Ангидрит: 3.49–3.50 (002); 2.84–2.85 (210); 2.80 (121); 2.47 (022); 2.32–2.33 (202); 2.21 (212); 2.18 (103); 2.09–2.10 (113); 1.993 (301); 1.858–1.866 (230); 1.747–1.748 (004); 1.647–1.648 (232); 1.564 (024). [$a_0=6.23 \pm 0.02$; $b_0=7.00 \pm 0.03$; $c_0=6.993 \pm 0.014$].

Гипс: 7.59–7.63 (020); 4.28–4.29 (021); 3.79–3.81 (040); 3.16 (111); 3.07 (041); 2.78–2.80 (11 $\bar{2}$); 2.68–2.70 (150); 2.49 (20 $\bar{2}$); 2.45 (022); 2.39 (24 $\bar{1}$); 1.965 (31 $\bar{2}$); 1.898 ($\bar{2}60$); 1.811 (062); 1.78 (26 $\bar{2}$); 1.69 (023); 1.666 (24 $\bar{3}$); 1.647 (261) [$a_0=6.29 \pm 0.04$; $b_0=15.18 \pm 0.03$; $c_0=5.68 \pm 0.02$; $\beta=114.3$].

Сидерит: 3.59 (012); 2.79 (104); 2.36 (110); 1.964 (202) [$a_0=4.71 \pm 0.04$; $c_0=15.3 \pm 0.3$].

Гетит: 5.00 (020); 4.18 (110); 3.37 (120); 2.69 (130); 2.58 (021); 2.53 (101); 2.49 (040); 2.45 (111); 2.25 (121); 2.19 (140) [$a_0=4.601 \pm 0.010$; $b_0=9.978 \pm 0.015$; $c_0=3.021 \pm 0.009$].

Кроме этого, по составу в исследованных образцах определены самородная медь и атакамит.

На основании полученных данных сульфидные проявления можно подразделить на следующие минералогические типы: *изокубанит-халькопиритовый* (Ашадзе 1), *пирит-халькопиритовый* (Ашадзе 2, Молодежное), *халькопирит-пиритовый* (Победа 1, Коралловое, Краснов, ТАГ), *сфалерит-борнит-халькопиритовый* (Петербургское), *сфалерит-халькопиритовый* (Семенов), *сфалеритовый* (Зенит-Виктория). Таким образом, проанализированная коллекция образцов минералогически перекрывает практически весь диапазон вариаций состава океанических сульфидных оруденений.

Генетический аспект изотопного состава серы и углерода. Изотопный состав рудообразующих элементов имеет фундаментальное значение для генетических интерпретаций. В нашем случае анализировалась изотопия серы в сульфидах и углерода, присутствующего в дисперсно-рассеянной форме в магматитах и оруденениях, а также в концентрированной форме углеродизированных шлаков.

Как известно, изотопный состав серы в природных объектах варьируется относительно метеоритного стандарта в пределах от -50 до 70 ‰ (рис. 3). При этом считается, что в области отрицательных значений изотопного коэффициента источником серы в сульфидах является H_2S , а в области положительных значений – сульфаты. Известно также, что в сульфидных месторождениях с мантийным источником вещества сера по изотопному составу более или менее сближается с метеоритным стандартом, а в месторождениях с коровым источником вещества сера

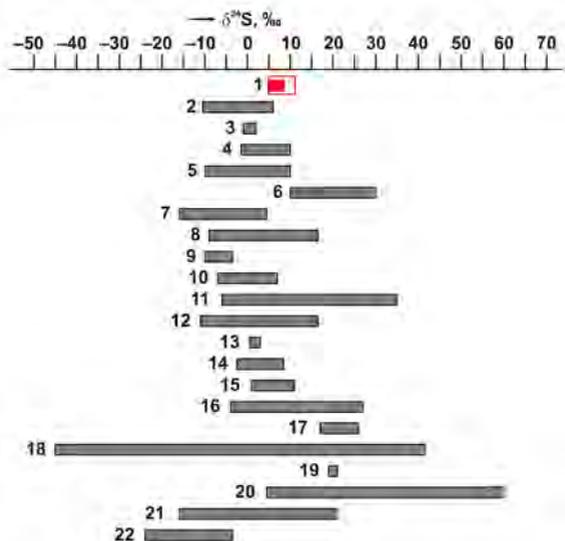


Рис. 3. Изотопный состав серы в природных объектах: 1 – океанические сульфидные руды, рудное поле Ашадзе, красной рамкой показаны данные для сульфидов на гидротермальных полях САХ по [19]; 2 – сера в продуктах современного вулканизма, Камчатско-Курильская гряда; 3 – метеориты; 4 – магматиты изверженные; 5 – современные вулканилиты; 6 – газообразные сольфатары и горячие источники с глубинным очагом; 7 – самородная сера в современных вулканилитах; 8 – вулканический сернистый газ; 9 – вулканический сероводород; 10 – руды магматогенные; 11 – гидротермальные сульфидные минерализации; 12 – Саурей-Лекинтальбейский рудный узел, Полярный Урал; 13 – золото-сульфидные руды, Алданский щит; 14 – золото-кварцевые малосульфидные руды; 15 – пирротин-пиритовые минерализации в Бодайбинской впадине, Забайкалье; 16 – сульфидные джаспероиды, Алданский щит; 17 – целестин-баритовое гидротермально-осадочное оруденение; 18 – осадочные горные породы и руды; 19 – сульфат морской воды; 20 – эвапориты и соляные купола; 21 – сера биогенная; 22 – биогенный сероводород. Заимствования: 3, 5, 6 – по [8]; 4, 7–11, 18–22 – по [2]; 13–16 – по [13]; 17 – по [27]

изотопно-диспропорционирована с разбросом значений изотопного коэффициента от отрицательных до положительных значений.

Проведенные исследования показали, что в океанических сульфидных оруденениях сера по изотопному составу близка к метеоритному стандарту, практически не диспропорционируясь при переходе от ранних к поздним сульфидам [19]. Это можно расценивать как убедительное свидетельство именно глубинно-мантийного происхождения серы в таких оруденениях. Обращает на себя внимание, что сульфиды в океанических рудах, сульфиды и сульфаты в продуктах современного

камчатского вулканизма, изверженные глубинные магматиты и современные вулканиды Тихоокеанского кольца по признаку околосредней степени изотопного диспропорционирования серы образуют единую группу, явно обособленную от горных пород и руд с сильно изотопно-диспропорционированной серой.

Примесь углеродного вещества глубинно-эндогенного происхождения в океанических сульфидных рудах – факт уже известный [17, 18]. В ходе наших исследований такое вещество было выявлено в перидотит-пикробазальтовых магматитах в дисперсно-рассеянной форме, в вулканических шлаках, часто очень сильно углеродизированных ($C_{\text{орг}}$ до 80 %) и в собственно сульфидных рудах (рис. 4). Установлено, что в продуктах пририфтового океанического вулканизма и рудообразования изотопный состав углерода колеблется в едином относительно узком диапазоне от –21 до –30 ‰ с модой в области –25...–28 ‰. При этом обнаруживается неконтрастный тренд изотопного облегчения углерода в последовательности от шлаков к сульфидным рудам и далее к магматитам. Весьма показательно, что углерод в исследованных образцах по изотопному составу контрастно отличается от углерода в современных морских микроорганизмах, сохранившихся на поверхности частиц вулканических пород и гидротермальных сульфидных руд.

В части проявлений углеродного вещества наряду с углеродом нам удалось зарегистрировать и азот. В частности, в углеродизированных шлаках его количество оказалось достаточным для определения изотопного состава, определившегося в статистических пределах $\delta^{15}\text{N} = 1.39\text{--}3.63$ ‰. В продуктах камчатского вулканизма изотопный состав азота в углеродных веществах показал гораздо больший разброс – от 3.8 ‰ в вулканогенных органоидах до 8.67 ‰ в фумароле «Ядовитой». При этом полученные данные по азоту в продуктах континентального и океанического вулканизма уступают по интервалу колебаний биогенным объектам – бактериям, дрожжам и микроводорослям.

Таким образом, полученные данные указывают на безусловное сходство продуктов океанического и континентального вулканизма по изотопному составу углерода в углеродных веществах при том, что этот углерод в обоих случаях контрастно отличается по изотопии от углерода биогенного происхождения. Это свидетельствует о единой – абиогенной и, вероятно, мантийной природе углеродного вещества в продуктах глобального вулканизма и связанного с ним рудообразования. Не исключено, что именно таким образом и проявляется результат мантийной углеродизации земной коры, ответственной за основную массу углерода в последней.

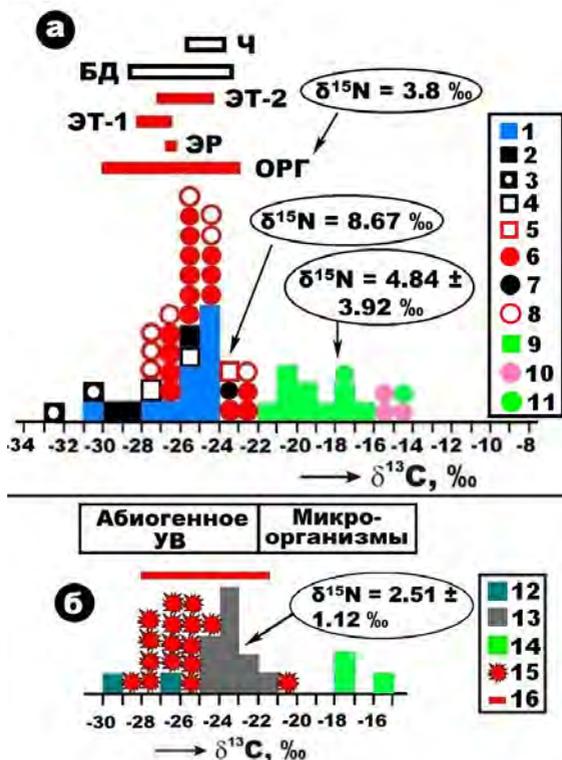


Рис. 4. Изотопный состав углерода абиогенного происхождения в продуктах современного вулканизма на Камчатке и в современных микроорганизмах (а) в сравнении с продуктами вулканизма и рудообразования в рифтовой зоне Срединно-Атлантического хребта (б). На а: 1–7 – углеродные фазы и минералы, соответственно дисперсно-рассеянное углеродное вещество в вулканитах (1), частицы шунгитоподобного вещества (2), парафиноподобная фаза (3), частицы самородного алюминия с включениями углеродного вещества (4), углеродное вещество м fumarole «Ядовитой», алмазы (6), диуглеродные глобулы (7), карбиды (8); 9–11 – микроорганизмы, соответственно бактерии (9), дрожжи (9) и хлорелла (10). Рамками показаны диапазоны варьирования изотопного состава углерода в вулканогенных органоидах с Камчатки (ОРГ), в дисперсно-рассеянном углероде в вулканитах Эребуса (ЭР) и Этны (ЭТ-1), в органоидах из тefры Этны (ЭТ-2), в углеродном веществе, выявленном в железном метеорите Большой Долгучан (БД) и хондрите Челябинск (Ч). На б: 12 – дисперсно-рассеянное углеродное вещество в магматитах, 13 – углеродизированные шлаки, 14 – биогенное органическое вещество на поверхности шлаковых частиц, 15 – дисперсное углеродное вещество в сульфидных рудах с гидротермальных полей Ашадзе 1, Ашадзе 2, Zenit-Виктория, Коралловое, Краснов, Молодежное, Петербургское, Победа 1, Семенов; 16 – то же в сульфидных минерализациях САХ по [17]

Библиографический список

1. Богданов Ю. А., Леин А. Ю., Лисицын А. П. Полиметаллические руды в рифах Срединно-Атлантического океана (15–40°C): минералогия, геохимия, генезис. М.: ГЕОС, 2015. 256 с.
2. Брендоу А. Х. Геохимия. М.: Недра, 1984. 463 с.
3. Бортников Н. С., Симонов В. А., Амплиева Е. Е., Ставрова О. О., Фуке И. Физико-химические условия гидротермальных рудообразующих систем «черных курильщиков», ассоциирующих с мантийными гипербазитами в Центральной Атлантике // Геология и геофизика, 2011. Т. 52. № 1. С. 1790–1801.
4. Габлина И. Ф., Добрецова И. Г., Бельтнев В. Е., Люткевич А. Д., Наркевский Е. В., Густайтис А. Н. Особенности современного сульфидное оруденения в районе 19°15'–20°08' с.ш. Срединно-Атлантического хребта // ДАН, 2012. Т. 442. № 4. С. 506–510.
5. Габлина И. Ф., Добрецова И. Г., Наркевский Е. В., Густайтис А. Н., Садчикова Т. А., Горькова Н. В., Сорвачев А. Т., Люткевич А. Д., Дара О. М. Влияние гидротермально-метасоматических процессов на формирование современных сульфидных руд в карбонатных донных осадках Срединно-Атлантического хребта (19–20° с. ш.) // Литология и полезные ископаемые, 2017. № 5. С. 387–408.
6. Габлина И. Ф., Добрецова И. Г., Попова Е. А. Метасоматическое сульфидное оруденение в современных осадках Срединно-Атлантического хребта // Геология морей и океанов. М.: ГЕОС, 2011. С. 153–157.
7. Габлина И. Ф., Попова Е. А., Садчикова Т. А., Хусил Т. А., Оськина Н. С., Бельтнев В. Е., Шилов В. В. Гидротермальные изменения современных органических осадков поля Ашадзе-1 (Срединно-Атлантический хребет, 13° с. ш.) // ДАН, 2010. Т. 433. № 4. С. 499–503.
8. Гриненко В. А., Гриненко Л. Н. Геохимия изотопов серы. М.: Наука, 1974. 273 с.
9. Добрецова И. Г. Минералы группы атакамита со дна Атлантического океана // Современные проблемы теоретической, экспериментальной и прикладной минералогии (Юшкинские чтения-2020): Материалы российской конференции с междунар. участием. Сыктывкар: ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, 2020. С. 38–40.
10. Добрецова И. Г. О гидротермальном генезисе минералов группы атакамита в Атлантическом океане // Материала XXIII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. 2. М., 2019. С. 277–280.
11. Добрецова И. Г. О самородной меди в базальтах и околорудных изменениях базальтов на рудопроявлении «Семенов» САХ // Геология морей и океанов. Т. II. М.: ГЕОС, 2009. С. 268–270.
12. Добрецова И. Г., Лайба А. А. Гидротермальные изменения вмещающих пород глубоководных сульфидных руд Срединно-Атлантического хребта (на примере рудного узла «Семенов») // Отечественная геология, 2011. № 3. С. 108–115.
13. Загружина И. А., Голубчина М. Н., Миронюк Е. П. Изотопный состав серы сульфидов золоторудных месторождений // Использование изотопов серы для решения геологических задач. Л.: Недра, 1986. С. 96–112.
14. Змеевский М. В. Гидрохимические модели зоны разгрузки рудообразующих растворов на гидротермальном поле «Логачев», Срединно-Атлантический хребет // Кандидатская диссертация. Горный университет. СПб, 2017. 147 с.
15. Иванов В. Н., Бельтнев В. Е., Степанова Т. В., Лазарева Л. И., Самоваров М. Л. Сульфидные руды нового рудного узла 13°31' с.ш. САХ // Металлогения древних и современных океанов-2008. Рудные комплексы и рудные формации. Миасс: Имин УрО РАН, 2008. С. 19–22.
16. Кузнецов В. Ю. Сульфидные руды северной приэкваториальной части Срединно-Атлантического хребта // Океанология, 2013. Т. 53. № 5. С. 680–693.
17. Леин А. Ю. Изотопы серы и углерода на активных гидротермальных полях Срединно-Атлантического хребта // Российский журнал наук о Земле, 2006. Т. 2. № 4.

18. *Лешн А. Ю., Москалев Л. И., Богданов Ю. А., Сагалевич А. М.* Гидротермальные системы и жизнь // *Природа*, 2000. № 5. С. 12–17.
19. *Лешн А. Ю., Ульянова Н. В., Ульянов А. А., Черкашев Г. А., Степанова Т. В.* Минералогия и геохимия сульфидных руд на подводных гидротермальных полях, связанных с серпентинитовыми протрузиями // *Российский журнал наук о Земле*, 2001. Т.
20. *Маракушев А. А., Панеях Н. А., Маракушев С. А.* Образование сульфидных руд и углеводородов в срединно-океанических хребтах // *Пространство и время*, 2011. Т. 4 (6). С. 150–156.
21. *Мелекесцева И. Ю., Котляров В. А., Иванов В. Н., Бельтнев В. Е., Добрецов И. Г., Нимис П.* Руды нового гидротермального сульфидного узла Семенов (13°31'), Срединно-Атлантический хребет // *Литосфера*, 2010, № 2. С. 41–67.
22. *Мелекесцева И. Ю., Котляров В. А., Хворов П. В., Иванов В. Н., Бельтнев В. Н., Добрецова И. Г.* благороднометаллическая минерализация гидротермального сульфидного узла Семенов, Срединно-Атлантический хребет // *Записки РМО*, 2010, № 2. С. 59–73.
23. *Силаев В. И.* Эволюция минералообразования в гидротермальных палеосистемах. Л.: Наука, 1989. 264 с.
24. *Сяоли Ли, Лешн А. Ю., Ульянов А. А.* Микроэлементы и их распределение в сульфидах из черных курильщиков гидротермального поля Брокен-Спур // *Вестник МГУ. Сер. 4. Геология*, 2010. № 4. С. 44–48.
25. *Черкашев Г. А., Иванов В. Н., Бельтнев В. И., Лазарева Л. И., Рождественская В. И., Самоваров М. Л., Порошина И. М., Сергеев М. Б., Степанова Т. В., Добрецова И. Г., Кузнецов В. И.* Сульфидные руды северной приэкваториальной части Срединно-Атлантического хребта // *Океанология*, 2013. Т. 53. № 5. С. 680–693.
26. *Шилов В. В., Бельтнев В. Е., Иванов В. Н., Черкашев Г. А., Рождественская И. И., Габлина И. Ф., Добрецова И. Г., Наркевский Е. В., Густайтис А. И., Кузнецов В. Ю.* Новые гидротермальные рудные поля на Срединно-Атлантическом хребте: Зенит-Виктория (20°08' с. ш.) и «Петербургское» (19°52' с. ш.) // *ДАН*, 2012. Т. 442. № 3. С. 383–389.
27. *Юшкин Н. П., Куңц А. Ф., Таранина Т. И.* Бариты Уральско-Пайхойской провинции. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 338 с.
28. *Feuguer Y., Cherkashov G., Charbon J. L., Ondreas H., Cannat M., Bortnikov N., Silantsev S. A., Etoubleau J.* Serpentine cruise – ultramafic hosted hydrothermal deposits on the Mid-Atlantic Ridge^ First submersible studies on Ashadze 1 and 2, Logatchev 2 and Krasnov vent fields // *On line Supplement to Inter Ridge News*, 2008. V. 17. P. 16–39.

HYDROTHERMAL SULFIDE MINES IN THE RUSSIAN EXPLORATION AREA OF THE MIDDLE ATLANTIC RIDGE

**V.I. Silaev, I.G. Dobretsova, A.I. Antoshkina, V.N. Filippov,
B.A. Makeev, I.V. Smoleva, A.F. Khazov**

silaev@geo.komisc.ru

The results of new studies of sulfide mineralization from the rift valley of the Mid-Atlantic Ridge are considered. The regularities of the chemical and mineral composition, the peculiarities of mineralogical zoning at the local and regional scales are analyzed. The genetic aspects of the isotopic composition of sulfur and carbon in the products of oceanic and continental volcanism are discussed.

Keywords: Mid-Atlantic Ridge, hydrothermal sulfide fields, chemical and mineral composition of mineralization, sulfur and carbon isotopies in products of oceanic and continental volcanism.

В.И. Сначёв

Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа

ДИФфуЗИОННЫЕ ЗОНЫ В ПИРИТ-СФАЛЕРИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ КОЛЧЕДАННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВЕСЕННЕЕ И ТАШ-ЯР (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

В статье на примере Таш-Ярского и Весеннего месторождений рассмотрен принципиально новый подход к проблеме диффузии элементов на границах рудных минералов пирит-сфалеритовой ассоциации, что позволяет достаточно быстро и с большой точностью вычислять температуры и продолжительность преобразований рудных объектов, подобно вышеуказанным, оказавшимся в зоне термального воздействия интрузивных тел (Осеннее, Авангард и многие другие), либо испытавших глубокий региональный метаморфизм (месторождения Карелии, Прибайкалья, Енисейского кряжа).

Ключевые слова: Таш-Ярское месторождение, Весеннее месторождение, пирит-сфалеритовая ассоциация, диффузионные зоны, температура, продолжительность преобразования, контактовый метаморфизм, колчеданные руды.

DOI: 10.17072/chirvinsky.2022.239

В последнее время в печати появился ряд статей, посвященных изучению диффузии компонентов на границах рудных минералов. Этот интерес вызван той огромной информацией о процессах пострудного преобразования, которую несут в себе межфазовые диффузионные зоны. Методика исследований, причины явления диффузии и его математическая модель рассмотрены Ю.И. Деминим и Нат.Е. Сергеевой [1]. В работе показано, что содержание диффундирующего элемента непосредственно на границе зерен двух минералов является функцией температуры, а ширина зоны диффузии связана с длительностью термального воздействия. Последнее положение разработано явно недостаточно, ибо приведенный в данной работе разброс расчетных значений коэффициента диффузии для фиксированной температуры охватывает несколько порядков и не позволяет даже приблизительно оценить длительность преобразований рудных объектов.

В предлагаемой читателю работе автор сделал попытку оценить с помощью методики, предложенной Ю.И. Деминим и Нат.Е. Сергеевой, интенсивность контактового метаморфизма руд Весеннего и Таш-Ярского месторождений. Эти объекты выбраны потому, что рудные тела

данных месторождений в разной степени метаморфизованы и для различных их частей известны температуры и длительность преобразования, полученные в результате математического моделирования тепловых полей близ расположенных гранитных массивов.

Все исследования проведены на рентгено-спектральном микрозонде «Cameca» MS-46 [3]. Изучение состава приконтактных зон минералов осуществлялось в основном измерением содержания интересующего элемента по профилям, перпендикулярным границе их раздела, через 10 мкм вплоть до его полного выравнивания. Во избежание захвата зондом соседнего минерала измерения проводились не ближе 5–10 мкм от контакта [6].

Весеннее медноколчеданное месторождение располагается в пределах Домбаровского рудного района на стыке двух крупных структур Южного Урала: Магнитогорского мегасинклинория и Восточно-Уральского поднятия, непосредственно на восточном контакте послерудного Кошensaйского гранитного массива. Залегают месторождения в породах контрастной риолит-базальтовой формации среднего девона [4]. Такая геологическая позиция месторождения обусловила появление ряда весьма существенных его отличий от типичных колчеданных месторождений Южного Урала. Наиболее отчетливо эти отличия проявились в составе и строении рудовмещающих пород, подвергшихся перекристаллизации с образованием новых высокотемпературных минеральных парагенезисов, содержащих кордиерит, гранат, биотит, антофиллит, роговую обманку.

На месторождении известно несколько рудных залежей. Сложены они массивными рудами, и их границы с вмещающими породами достаточно резкие. Минеральный состав руд довольно простой: главные минералы – пирит, халькопирит, сфалерит; редкие – пирротин, магнетит, арсенопирит, молибденит.

Изучение содержания главных элементов и элементов-примесей в рудообразующих минералах и в особенности электролитическое их травление позволили установить, что пирит Весеннего месторождения в разной степени перекристаллизован. Причем соотношения между незональной перекристаллизованной каймой и зональным центром зерен могут быть самыми разнообразными. Так, в приближенных к массиву частях рудных тел и в зонах повышенного расщепления развит в основном почти нацело перекристаллизованный пирит, а на самых удаленных участках рудных тел пирит не подвергся каким-либо изменениям. Не было на месторождении и заметного переотложения рудного вещества. Подтверждается это не только перечисленными выше методами,

но и математическим моделированием теплового поля Кошенсайского массива. Было установлено, что тепловое поле на участке месторождения имело невысокие градиенты ($0,1-0,4^{\circ}$ С/м) и характеризовалось кратковременностью воздействия на руды. Тепловое поле с такими параметрами не могло привести к переотложению рудного вещества. Учет процессов возможного переотложения на объектах, подобно Весеннему месторождению испытавших метаморфические преобразования, совершенно необходим потому, что переотложенные руды, формирующиеся на регрессивной ступени теплового поля и не подвергшиеся термальной обработке, вносят путаницу в интерпретацию данных по диффузионным зонам в рудных минералах и приводят к заведомо заниженным температурам и заниженным значениям продолжительности их воздействия.

Таш-Ярское колчеданно-полиметаллическое месторождение располагается в пределах Учалинского рудного района близ северного контакта Ахуново-Карагайского гранитного массива [9]. В процессе контактового метаморфизма в рудах и вмещающих их породах образовались новые высокотемпературные минеральные парагенезисы, содержащие соответственно пирротин, арсенопирит, магнетит, кордиерит, гранат, биотит, андалузит, актинолит. Рудовмещающими породами на Таш-Ярском месторождении являются интенсивно расланцованные и метаморфизованные эффузивные и субвулканические риолитовые порфиры, перекрытые маломощной толщей миндалекаменных базальтовых порфиров, имеющих островодужные петрогеохимические характеристики [8]. Среди них отмечены и маломощные прослои углеродистых сланцев, вмещающих золото-редкометальное оруденение (Буйдинский участок) [2, 5, 7]. Рудная зона представлена серией субмеридиональных жил, выклинивающихся по падению и простиранию и разделенных блоками слабо расланцованных пород, не содержащих существенной минерализации. Падение зоны запад – северо-западное под углом $60-80^{\circ}$. Отмечаются также субширотные рудные тела, формирование которых генетически связано со становлением Ахуново-Карагайского гранитного массива [9].

Главными минералами руд являются пирит, сфалерит, халькопирит и пирротин, второстепенными – галенит и магнетит. Среди редких минералов можно отметить блеклые руды, молибденит, арсенопирит, пентландит. Пирит Таш-Ярского месторождения в разной степени перекристаллизован. В приконтактных частях массива рудные тела в основном почти нацело сложены перекристаллизованным пиритом. С удалением от гранитоидов степень перекристаллизации пирита уменьшается [2]. Кроме того, часть рудных тел в обрамлении Ахуново-Карагайского массива образована регенерированными рудами, что подтверждается не

только электролитическим травлением пирита, но и математическим моделированием динамики кристаллизации Ахуново-Карагайского массива. Установлено, что тепловое поле на участке месторождения было высокоградиентным, особенно в первые десятки тысяч лет с момента внедрения расплава, когда значения градиентов превышали $1^{\circ}\text{C}/\text{м}$, и только через 50 тыс. лет они уменьшились до $0,8^{\circ}\text{C}/\text{м}$. Поддерживать столь высокие градиенты в течение длительного времени помогло тепловое поле, смещавшееся в течение всего периода кристаллизации массива в направлении Таш-Ярского месторождения. В это время происходила перекристаллизация, экстракция и рассеяние рудного вещества по всей площади участка. Однако затем тепловое поле постепенно стабилизировалось, и, начиная где-то с 50–150 тыс. лет, оно прочно установилось на весьма продолжительный период времени, охватывающий около миллиона лет. На приближенные к массиву части рудных тел пришлось зона стабилизации температур около 550°C , на наиболее удаленные – зона стабилизации температур $450\text{--}500^{\circ}\text{C}$. Это не позволило всей массе экстрагированного рудного вещества рассеяться во вмещающие породы, а привело к выпадению и наложению его части в основном на ранее сформированные руды. Другая часть рудного вещества отложилась в зонах повышенного расланцевания и на контакты пород с резко различными физико-механическими свойствами (контакт миндалекаменных базальтовых порфиритов с подстилающими кислыми породами).

Обратимся к рис. 1, 2, на которых представлены графики зависимости железистости сфалерита в контакте с пиритом для образцов, взятых на разном удалении от контакта гранитных массивов. Все графики для Весеннего месторождения выполняются приблизительно на одном и том же значении содержания железа – около 1,8 %, для Таш-Ярского – 0,9 %, что соответствует, вероятно, концентрации железа в сфалерите до момента внедрения интрузивных тел. С приближением к Кошенсайскому массиву ширина зоны диффузии (до полного выравнивания) увеличивается с 15 до 300 мкм, для Ахуново-Карагайского массива – с 40 до 800 мкм. Меняется при этом в сторону увеличения и содержание железа непосредственно на границе сфалерита с пиритом. На рис. 1, 2 хорошо видно, что на ширину зоны диффузии основное влияние оказывает температура и в меньшей степени продолжительность ее воздействия. Так, для Весеннего месторождения сфалерит, находившийся в течение 70 тыс. лет в области изотермы 500°C , имеет незначительную ширину диффузионной зоны железа. Зоны такой ширины, вообще говоря, трудно улавливаются микрозондом и не могут быть использованы для точных расчетов коэффициента диффузии. Несколько более

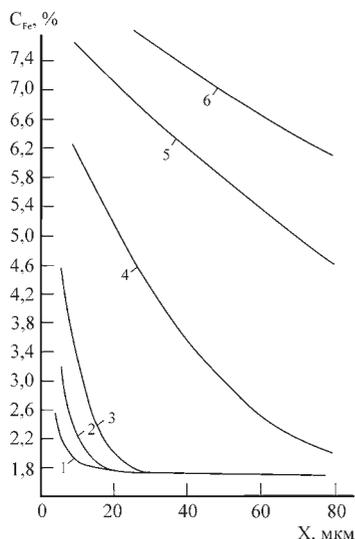


Рис. 1. Изменение железистости сфалерита в контакте с пиритом Весеннего месторождения.

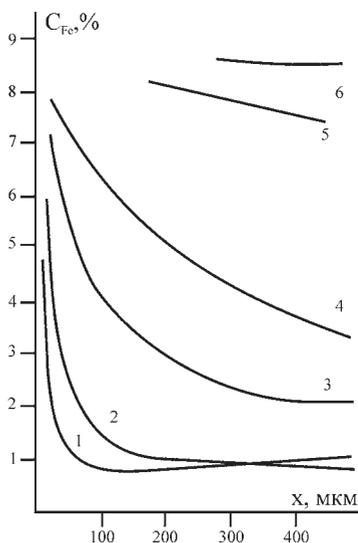


Рис. 2. Распределение железа в сфалерите на контакте с пиритом месторождения Таш-Яр

высокие температуры (600°C), но просуществовавшие на участке на порядок меньшее время, вызвали образование зоны диффузии в 15–20 раз шире. На таких участках в сфалерите размером до 0,1–0,3 мм и меньше содержание железа по всей площади зерен полностью выровнено. Для Таш-Ярского месторождения сфалерит, находившийся в течение 0,9–1,0 млн. лет в области изотермы 500°C , имеет незначительную ширину диффузионной зоны [2]. Более высокие температуры ($600\text{--}620^{\circ}\text{C}$), воздействие которых продолжалось около 200 тыс. лет, вызвали образование зоны диффузии в 20 раз шире.

Используя зависимость максимальной железистости сфалерита от температуры, установленную Ю.И. Деминым и Нат.Е. Сергеевой [1], для руд Весеннего и Таш-Ярского месторождений получены высокие температуры преобразования, соответственно $470\text{--}620$ и $500\text{--}610^{\circ}\text{C}$. Как видим, они почти полностью совпадают с температурами, полученными для тех же частей рудных тел методом математического моделирования теплового поля.

Таким образом, на примере Таш-Ярского и Весеннего месторождений рассмотрен принципиально новый подход к проблеме диффузии элементов на границах рудных минералов, что позволяет достаточно быстро и с большой точностью вычислять температуры и продолжительность

преобразований рудных объектов, подобно вышеуказанным, оказавшимся в зоне термального воздействия интрузивных тел (Осеннее, Авангард и многие другие), либо испытавших глубокий региональный метаморфизм (месторождения Карелии, Прибайкалья, Енисейского кряжа).

Работа выполнена в рамках Государственного задания по теме № FMRS-2022-0011.

Библиографический список

1. Демин Ю. И., Сергеева Нат. Е. Межфазовые диффузионные зоны в рудообразующих минералах как показатель интенсивности преобразования колчеданных месторождений // Геология рудных месторождений. 1981. № 5. С. 65–78.
2. Демин Ю. И., Сначев В. И. Тепловые поля Ахуновского гранитного массива и закономерности размещения в них оруденения // Докл. Акад. наук СССР. 1981. Т. 261. № 1. С. 152–156.
3. Зильберман А. Г., Богословский И. Д. К расчету поправок количественного микро-рентгеноспектрального анализа // Заводская лаборатория. 1972. № 6. С. 641–768.
4. Исмагилов М. И., Исмагилова М. З. Соотношение колчеданного оруденения, окolorудного метасоматоза и контактового метаморфизма на примере месторождения Весеннее // В кн.: Магматизм и рудообразование. М.: Недра. 1975. С. 202–206.
5. Ковалев С. Г., Сначёв В. И., Высоцкий И. В., Рыкус М. В. О новом типе благороднометалльной минерализации на западном склоне Южного Урала // Руды и металлы. 1997. № 6. С. 27–33.
6. Лабораторные методы исследований минералов и пород / М.: МГУ. 1978. 272 с.
7. Рыкус М. В., Сначёв В. И., Сначёв А. В. Золото в дислоцированных углеродистых толщах палеоконтинентального сектора Южного Урала // Сборник: Геологическая служба и горное дело Башкортостана на рубеже веков. 2000. С. 179–191.
8. Савельев Д. Е., Сначёв А. В., Пучков В. Н., Сначёв В. И. Петрогеохимические и геодинамические особенности формирования ордовикско-раннесилурийских базальтов восточного склона Южного Урала // Геологический сборник № 5. ИГ УНЦ РАН. Уфа: ООО «ДизайнПолиграфСервис». 2006. С. 86–104.
9. Яцинин С. Б. Таш-Ярское сульфидное рудопоявление. В кн.: Геология, минералогия и геохимия сульфидных месторождений Южного Урала. Уфа: БФАН СССР. 1970. вып. 10. С. 135–141.

ZONES IN THE PYRITE-SPHALERITE ASSOCIATION OF SULFIDE DEPOSITS VESENNEE AND TASH-YAR (SOUTH URAL)

V. I. Snachev

SAVant@inbox.ru

Based on the example of the Tash-Yar and Vesennee deposits, a fundamentally new approach to the problem of diffusion of elements at the boundaries of ore minerals of the pyrite-sphalerite association is considered in the article, which makes it possible to calculate the temperatures and duration of transformations of ore objects, the impact of intrusive bodies (Osennee, Avangard and many others), or experienced deep regional metamorphism (deposits of Karelia, the Baikal region, the Yenisei ridge).

Keywords: Tash-Yar deposit, Vesennee deposit, pyrite-sphalerite association, diffusion zones, temperature, transformation duration, contact metamorphism, pyrite ores.

ФОРМИРОВАНИЕ МИКРОПОЛИКРИСТАЛЛИЧЕСКИХ АГРЕГАТОВ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ НИТРИДА БОРА

Изучены фазовые превращения пиролитического нитрида бора в условиях, соответствующих прямому переходу его гексагональной фазы в алмазоподобные. Показаны различные варианты и возможности формирования карбонадоподобных микрополикристаллов. Экспериментально подтверждена реальность бездиффузионного мартенситного перехода, сохраняющего текстуру исходного материала и его комбинация с диффузионным механизмом перестройки структуры при наличии в системе компонентов, облегчающих формирование плотных фаз.

Ключевые слова: алмазные микрополикристаллические агрегаты, синтез, нитрид бора, карбонадо.

DOI: 10.17072/chirvinsky.2022.245

Характерной особенностью микроструктуры природных и синтетических алмазных поликристаллических образований типа карбонадо является взаимное прорастание зерен при достаточно малых их размерах и высокой плотности дефектов [1, 2]. Исследование малопористых природных микрополикристаллических агрегатов и образцов, синтезированных в диапазоне давлений от 6 до 14 ГПа из графита при использовании сплавов-растворителей или металлов группы железа показал, что по размерам, плотности, характеру распределения включений и пор изученные природные образцы соответствуют диапазону давлений их формирования не ниже 9 ГПа. Важным в понимании генезиса карбонадо является установление источника углерода и его формы в процессе синтеза [2-5].

Специфика микроструктуры алмазных образований типа карбонадо и экспериментальные данные по синтезу свидетельствуют об очень коротком времени их формирования (от долей до нескольких секунд). Поэтому в большей или меньшей степени в процессе превращения графитовой фазы в алмазную задействован механизм мартенситной (бездиффузионной) трансформации, связанной с практически мгновенной перестройкой структуры в больших объемах. В результате такого перехода может формироваться лонсдейлит – плотная вюрцитоподобная модификация углерода. Лонсдейлит не имеет области стабильности

на фазовой диаграмме углерода, а его формирование из графита идет через образование промежуточной структуры углерода. Наличие лонсдейлита в поликристалле карбонадо, синтезированном из пирографита с металлом-растворителем (никель) при давлении 8 ГПа было установлено также и методами рентгенографии [6].

В данной работе были проведены исследования на объемных образцах фазового перехода графитоподобной структуры в условиях, позволяющих управлять степенью реализации прямой трансформации решетки. Практически эти результаты показывают, что в зависимости от степени активности катализатора диффузионная перекристаллизация может сильно огрублять мелкокристаллическую структуру, характерную для прямой трансформации решетки.

Для проведения серии модельных экспериментов по возможности формирования микрополикристаллов алмаза с гарантированным присутствием мартенситного механизма при прямом превращении графита эксперименты следует проводить в диапазоне давлений 14-16 ГПа. Однако, технические и технологические сложности не позволяют это осуществить.

При проведении экспериментов по синтезу использовался специализированный гидравлический пресс ДО-138Б, оснащенный контроллером для управления температурным режимом с временами порядка одной секунды и камера высокого давления типа тороид. В качестве исходных материалов были взяты промышленные микропорошки вюртцитного и кубического нитрида бора, а также промышленные пластины пиролитического нитрида бора толщиной 2 и 3.5 мм. Порошки вюртцитного (0.5-5.0 мкм) и кубического нитрида бора (2-4 мкм) смешивались в равных пропорциях и спекались при давлениях 7-8 ГПа в диапазоне температур 1500-1700°C в течение 5-50 секунд. Было установлено, что при увеличении температуры и времени спекания количество вюртцитной фазы в образце снижается и может быть сведено к нулю. Для микроструктуры такого компакта характерно практическое отсутствие гексагональной фазы (рис. 1). Этот факт означает, что в ходе спекания гексагональная фаза, образующаяся на начальном этапе спекания в порах, в ходе дальнейшей выдержки и уплотнения образца снова переходит в кубическую. На микроструктуре спеченного компакта можно различить сохранившиеся микронные размеры монокристаллы исходного кубического нитрида бора и окружающие их скопления более мелких субмикронных кристаллов, образовавшихся при переходе вюртцитного нитрида бора в кубический. А дифрактограмма спеченного образца свидетельствует о том, что частично вюртцитная фаза после спекания сохранилась.

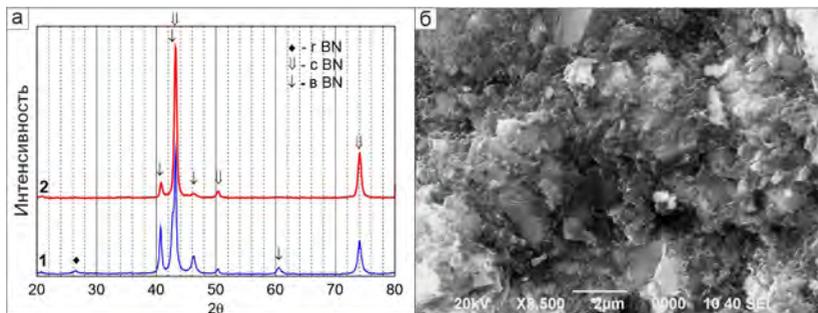


Рис. 1. Результаты по спеканию порошков нитрида бора; а – дифрактограммы исходной смеси порошков (1) и спекленного компакта(2), б – микроструктура алмазоподобного спекленного компакта

При проведении экспериментов по прямому превращению в алмазоподобные формы объемных заготовок пиролитического нитрида бора при давлениях порядка 8 ГПа удается получать образцы с полным или частичным фазовым переходом. Кроме этого, в зависимости от характера кристаллической структуры пиролита и температуры синтезированные компакты могут быть двухфазными (вюртцит и сфалерит) или однофазными (сфалерит). Двухфазные образцы синтезируются при температурах порядка 1100-1300°C, а однофазные – при 1600-1700°C. При определенных условиях удается добиться получения полупрозрачных объемных образцов, что свидетельствует о минимальном количестве дефектов на границах зерен. Образцы имеют почти нулевую пористость и модуль упругости (850-900 ГПа), приближающийся к алмазу. Их излом напоминает черное стекло. Из рис. 2 видно, что размеры кристаллитов в компакте не превышают долей микрометра, и они являются достаточно равноосными.

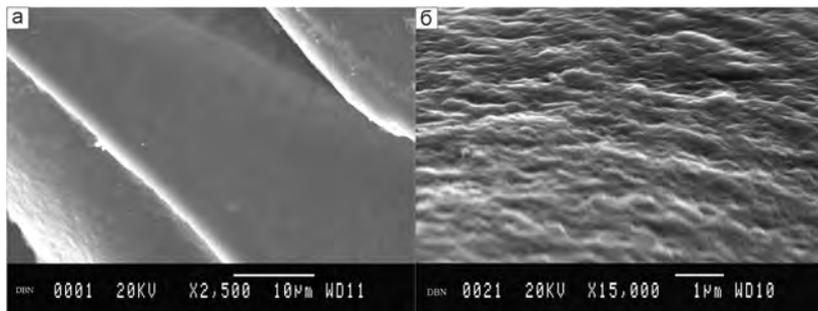


Рис. 2. Микроструктура алмазоподобного компакта, полученного из пиролитического нитрида бора при температуре 1700 °С

Можно считать, что в этом случае реализован практически идеальный вариант синтеза алмазоподобного поликристалла без участия катализатора и без примесей в объеме исходной заготовки. Видно, что спонтанная кристаллизация происходит практически во всем объеме, а направленный рост зерен и их взаимопроращание отсутствуют. По-видимому, найти аналог природного карбонадо такой структуре будет достаточно сложно.

Полученные экспериментальные данные показывают, что при наличии среды, обладающей каталитическими способностями, даже при термобарических условиях, соответствующих области прямого перехода, катализатор будет во многом определять характер структурообразования поликристалла. Приведенные на рис. 3 структуры хорошо закристаллизованного пиролитического графита и алмазного поликристалла, полученного из него с помощью сплава-растворителя показывают, что совершенство графита приводит к формированию достаточно больших и плотных поликристаллов алмаза. Однако, из-за сильного и быстрого уменьшения объема при фазовом переходе эти плотные зоны расходятся и разделяются более рыхлыми участками, заполненными мелкими кристаллитами и металлическим сплавом. Следует также обратить внимание на то, что при каталитическом синтезе карбонадо из пирографита в объеме алмазных кристаллов есть много включений и тонких прожилков катализатора. А в поликристаллах из нитрида бора катализатор располагается только по границам зерен кристаллов, что отражает более легкую мартенситную трансформацию крупных блоков в структуре.

Таким образом, на модельном примере фазовых превращений пиролитического нитрида бора в условиях, соответствующих прямому переходу его гексагональной фазы в алмазоподобные, показаны различные

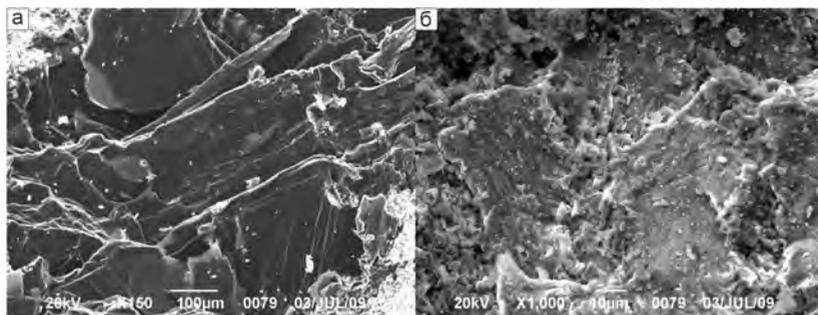


Рис. 3. Синтез карбонадо из пиролитического графита; а – участок образца с графитом, не перешедшим в алмаз, б – чередование плотных и рыхлых участков в карбонадо из пирографита

варианты и возможности формирования карбонадоподобных микрополикристаллов. Экспериментально подтверждена реальность бездиффузионного мартенситного перехода, сохраняющего текстуру исходного материала и его комбинация с диффузионным механизмом перестройки структуры при наличии в системе компонентов, облегчающих формирование плотных фаз. При проведении экспериментов по прямому превращению в алмазоподобные формы объемных заготовок пиролитического нитрида бора при давлениях порядка 8 ГПа удастся получать образцы с полным или частичным фазовым переходом. Кроме этого, в зависимости от характера кристаллической структуры пиролита и температуры синтезированные компакты могут быть двухфазными или однофазными. Двухфазные образцы синтезируются при температурах порядка 1100-1300°C, а однофазные – при 1600-1700°C.

Библиографический список

1. *Верещагин Л.Ф., Яковлев Е.Н., Варфоломеева Т.Д. и др.* Синтез алмазов типа карбонадо. Докл. АН СССР. 1969. Т.185. №3. С.555-557.
2. *Сухарев А.Е., Петровский В.А.* Минералогия карбонадо и экспериментальные модели их образования. Екатеринбург: УрО РАН, 2007. 196 с.
3. *Петровский В.А., Филоненко В.П., Сухарев А.Е.* Экспериментальное моделирование генерации алмазных микрополикристаллов в ростовой среде Н–С–О–Fe с участием газовой фазы. Сыктывкар: Геопринт, 2008. 20 с. (Отчетная серия № 4).
4. *Яковлев Е.Н., Воронов О.А., Рахманина А.В.* Синтез алмазов из углеводов. Сверхтвердые материалы. 1984. №4. С.8-11.
5. *Яковлев Е.Н., Воронов О.А., Рахманина А.В.* Поликристаллические алмазные агрегаты, полученные с применением углеводов. Сверхтвердые материалы. 1987. №2. С.3-5.
6. *Елютин А.В., Лаптев А.И., Манухин А.В., Санников Д.С., Крюкова Л.М.* Синтез поликристаллических алмазов карбонадо из пирографита. Доклады РАН, 2001. 378. №6. С. 456-459.

FORMATION OF MICROPOLYCRYSTALLINE AGGREGATES USING BORON NITRIDE

A.E.Sukharev

sukharev@geo.komisc.ru

The phase transformations of pyrolytic boron nitride were studied under conditions corresponding to the direct transition of its hexagonal phase to diamond-like ones. Various options and possibilities for the formation of carbonate-like micropoly-crystals are shown. The reality of a diffusionless martensitic transition, which retains the texture of the original material, and its combination with the diffusion mechanism of structure rearrangement in the presence of components in the system that facilitate the formation of dense phases, has been experimentally confirmed.

Keywords: synthesis, boron nitride, diamond micropoly-crystalline aggregates, carbonado.

УДК 551.736.3

Д.Е. Трапезников¹, А.В. Красиков¹, В.В. Заостровский²

¹Горный институт УрО РАН, г. Пермь

²Пермский государственный национальный
исследовательский университет, г. Пермь

ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ РАЙОНА ЛЕДЯНОЙ ГОРЫ

Представлены результаты изучения геологического строения района Ледяной горы, в рамках которого проведено литолого-стратиграфическое расчленение отложений, прослежены границы распространения основных стратиграфических единиц – горизонтов и пачек. На основании полученных данных составлен макет геологической карты.

Ключевые слова: Ледяная гора, Кунгурская Ледяная пещера, пермская система, кунгурский ярус, иренский горизонт, филипповский горизонт.

DOI: 10.17072/chirvinsky.2022.250

Введение. Комплекс Ледяная гора и Кунгурская Ледяная пещера расположен в Пермском крае на окраине города Кунгура, на водоразделе между реками Сылва и Шаква. В настоящее время ведется разработка проекта геопарка «Сылвенский», для которого оба объекта будут ключевыми, т.к. являются объектами культурного наследия ЮНЕСКО. В связи этим, возникает острая необходимость уточнения геологического строения района и составление крупномасштабной геологической карты территории.

Геологическая характеристика. В тектоническом отношении, Ледяная гора расположена на западном крыле Уфимского вала, входящего в состав денудационной равнины Среднего Предуралья. Для этой территории характерно приподнятое залегание нижнепермских отложений, которые постепенно погружаются в северо-западном направлении.

Стратиграфический разрез района Ледяной горы в естественных обнажениях и подземных гротах пещеры представлен филипповским и иренским горизонтами кунгурского яруса нижней перми. Более древние отложения на поверхность не выходят, и изучены только бурением. В частности достоверно зафиксированы отложения карбона, а также ассельского, сакмарского и артинского ярусов и саргинского горизонта кунгурского яруса (рис. 1)

Саранинский горизонт обнажается по берегам реки Сылвы, где

Система	Отдел	Ярус	Горизонт	Свита	Литология	Мощность, м	Описание пород
Четвертичная, Q	Неогеновая, N					0-40	Глины, суглинки, пески, галечники, гравий
							Пески, галечники, гравий, конгломераты
Пермская, P	Нижний (прудуральский), P ₁	Кунгурский, P _{1k}	Иренский, P _{1ir}	Иренская		10-15	Демидковская пачка. Гипс
						6-8	Елkinская пачка. Доломиты и известняки
						12-16	Шалашинская пачка. Гипс
						8-11	Неволинская пачка. Доломиты и известняки
						20-30	Ледянопещерская пачка. Гипс и ангидрит
						0-10	Михинская пачка. Доломиты и известняки с бугристыми поверхностями
		Саранский	Филипповский	Филипповская		0-30	Усть-каменская пачка. Известняки и доломиты желтоватые, светло-серые, слоистые, с прослоями содержащими створки брахиопод, остракод и двусторчатых моллюсков
						0-12	Петропавловская пачка. Известняки оолитовые, прослоями с фауной
						0-25	Шуртанская свита. Известняки желтовато-серые, глинистые, преимущественно тонкослоистые, с запахом сероводорода, с прослоями содержащими остатки остракод и брахиопод
						0-66	Сылвенская свита. Известняки светло-серые, карбасные, в биостромах слоистые, тубифитесо-мшанково-брахиоподовые
						0-7	Дивинская свита. Мергели, известняки глинистые, битуминозные с черными кремнями
						40	Камайская свита. Известняки и спонголиты голубовато-серые, сильно окремненные, толстослоистые, с кремневыми губками и другой фауной, с тонкими прослоями бурых глинистых известняков
Сакмарский, P _{1sk}	Артинский, P _{1ar}	Сарлинский	Камайская		120-450	Известняки битуминозные, иногда доломитизированные, окремненные	
					120-150	Известняки с прослоями доломитов	
Ассольский, P _{1as}	Сарлинский	Камайская	Камайская		120-150	Известняки с прослоями доломитов	
					30-130	Переслаивание глинистых известняков с известковыми доломитами	
Каменноугольная, C					30-130	Переслаивание глинистых известняков с известковыми доломитами	

Рис. 1. Стратиграфическая колонка района Ледяной горы (составлено по материалам геологической съемки и данным бурения)

сложен доломитами и рифовыми известняками, часто брекчиевидными. Породы кавернозные, каверны зачастую заполнены ангидритом и гипсом. Рифообразующими являются мшанки, крупные брахиоподы, криноидей, иногда водоросли, строматолиты и фораминиферы.

Филипповский горизонт также обнажается по берегам р. Сылвы и в стенках Филлиповского карьера. Горизонт сложен однородными доломитами с прослоями доломитизированных известняков с бедным комплексом фораминифер, мелководных пеллеципод, гастропод, реже мшанок и брахиопод.

В разрезе Кунгурской Ледяной пещеры вскрывается только верхняя часть филипповского горизонта, представленная серовато-коричневым глинистым доломитом с частыми вкраплениями кальцитовых псевдоморфоз по кристаллам гипса. В породах развита субвертикальная трещиноватость с налетами и дендритами гидроксидов железа и марганца по стенкам.

Иренский горизонт в «классическом типе» разреза [1] выделяют в объеме семи пачек: ледянопещерской, неволинской, шалашнинской, елкинской, демидковской, тюйской и лунезской. Четные пачки сложены карбонатами, нечетные – сульфатами, гипсами или ангидритами. Но на исследуемой площади разрез иренского горизонта представлен только пятью нижними пачками, а верхние практически полностью размыты и сохранились лишь в виде обломков в глинистой массе [2, 3].

Ледянопещерская пачка в районе Ледяной горы представлен серовато-голубым ангидритом. Ангидрит сложен сферически-лучистыми агрегатами и игольчатыми кристаллами. Однородная текстура породы осложняется тонкой сеткой пересекающихся диагональных и субгоризонтальных прожилков глинисто-гипсового состава толщиной от 0,5 до 5 мм.

Неволинская пачка представлена бежевой доломитовой породой с мощным прослоем ангидрит-гипсовой породы в центральной части.

Верхний доломитовый слой, сложен доломитовой породой с тонкими (до 4 мм) прожилками гипса-селенита. Верхняя часть слоя сложена доломит-гипсовой породой с пятнистой текстурой. Гипс представлен крупными кристаллами, которые сформировались в полостях.

Гипс-ангидритовый слой имеет зональное строение, по периферии он сложен гипсом, а центрально часть – ангидритом. Гипс серый мелкокристаллический с пятнистой или неясной сетчато-желваковой текстурой. Гипсовые желваки также зональные, в центре белые, а по периферии серо-бежевые. Ангидрит центральной части слоя серовато-голубого цвета имеет линзовидно-прожилковую текстуру. Ядра

линз сложены крупнокристаллическим ангидритом голубого цвета. Кристаллы ангидрита игольчатые, а вдоль трещин развиты сферически-лучистые агрегаты. Зоны между линзами и края линз сложены мелкокристаллическим гипсом серого цвета.

Нижний доломитовый слой, сложен оолитовым доломитом бежевого цвета. Слойки оойдов, в количестве от 1 до 6, сложены скрытокристаллическим доломитом. Между собой оойды сцементированы доломитом, местами с пойкилитовым кальцитом или гипсом. Местами прослеживается слоистая текстура, осложненная пологими стилолитовыми швами амплитудой не более 5 мм. В слое встречаются редкие раковины брахиопод, полностью замещенные кальцитом.

Шалашнинская пачка сложена гипсовой породой серого цвета с сетчато-желваковой текстурой. Мелкокристаллический гипс слагает желваки линзовидно-овальной формы, размером 1 – 3 см. Границы желваков нечеткие, а межжелваковое пространство заполнено доломитом пелитоморфным бежевого цвета. В средней части пачки фиксируется маломощный (до 0,5 м) слой бежевого скрытокристаллического доломита с плохо выраженной слоистостью.

Елкинская пачка представлена оолитовым доломитом бежевого цвета. Оойды размером от 0,5 до 1,5 мм, обычно округлой формы, реже – овальной. Строение оойдов концентрически-зональное, ядро либо скрытокристаллическое, либо полое, либо замещено гипсом или кальцитом. Слойки вокруг ядра сложены скрытокристаллическим доломитом.

Демидковская пачка венчает нижнепермский разрез Ледяной горы и первой попадает под воздействие поверхностных гипергенных процессов. В связи с этим, нижняя часть пачки представлена крепким гипсом с первичной сетчато-желваковой текстурой, а более верхняя – сильнотрещиноватым гипсом. Мелкокристаллический гипс слагает желваки линзовидно-овальной формы размером от 1 до 5 см. Границы желваков нечеткие, межжелваковое пространство заполнено скрытокристаллическим доломитом бежевого цвета.

Породы нижней перми перекрываются неоген-четвертичными отложениями, расчленение которых довольно затруднительно.

Неогеновые отложения представлены элювием – карстовой брекчией, состоящей из дресвы, щебня и глыб иренских карбонатных и сульфатных пород с примесью песчаного, глинистого и гравийного материала. Мощность карстово-обвальных отложений весьма изменчива и резко колеблется на коротких расстояниях. Максимальной величины (до 40 м) она достигает на водораздельных пространствах.

Четвертичные отложения на Ледяной горе и в долинах рек

Сылвы, Шаквы, Ирени представлены разными генетическими типами континентальных осадков. Шире всего развиты аллювиально-делювиальные суглинистые и песчано-глинистые и песчано-гравийно-галечниковые отложения, среди которых на разной глубине встречаются линзы торфа. Мощность квартера колеблется от 4–5 до 40 м.

Геологическое картирование. Исследуемая территория располагается на границе двух листов геологических карт масштаба 1:200 000 (О-40-XXI и О-40-XXII), составленных в 1984 и 1991 гг. под руководством М.И. Денисова. Кроме того, эти листы так и не были приняты комиссией и официально опубликованы, а их качество и содержание не отвечает современному уровню. В связи с этим, существует необходимость в составлении геологической карты исследуемой территории, отвечающей современному уровню знаний и технологий.

Процесс подготовки геологической карты состоял из нескольких этапов.

1. Выбор границ. Граница будущей карты должна отвечать общей системе топографической разграфки. Наиболее подходящим оказался набор из четырех листов разграфки масштаба 1:10 000 (О-40-90-Г-б-2; О-40-90-Г-б-4; О-40-91-В-а-2; О-40-91-В-а-3). В этих рамках стало возможным полностью разместить район Ледяной горы и ее окрестности без потери информативности.

2. Построение цифровой модели рельефа. В ходе работ подготовлена цифровая модель рельефа с сечением горизонталей через 5 метров, основанная на топографических картах, и уточненная по данным космической съемки.

Согласно полученной модели рельефа Ледяная гора представляет собой ассиметричную, вытянутую в восток-северо-восточном направлении возвышенность, поднимающуюся над уровнем рек на 100 м. С севера и запада возвышенность ограничена устьевой частью р. Шаквы, с юга – р. Сылвой, с востока – водораздельной площадью между крупными логами и оврагами.

Поверхность Ледяной горы расщелена чередой оврагов вытянутых в меридиональном, широтном и диагональном направлениях и испещрена большим количеством карстовых воронок глубиной до 4 м, которые пока не удастся отобразить в масштабе карты.

3. Построение геологической модели. Обобщение результатов геологической съемки с данными бурения, позволили существенно уточнить и детализировать геологическое строение в пределах исследуемой территории.

По полученным данным составлена предварительная

геологическая карта (рис. 2). На площади обнажаются породы иренского и филипповского горизонтов, залегающие субгоризонтально, с небольшим погружением на северо-запад. Значительная часть территории покрыта мощным чехлом аллювиальных отложений в речных долинах, что затрудняет прослеживание геологических границ древних стратонов.

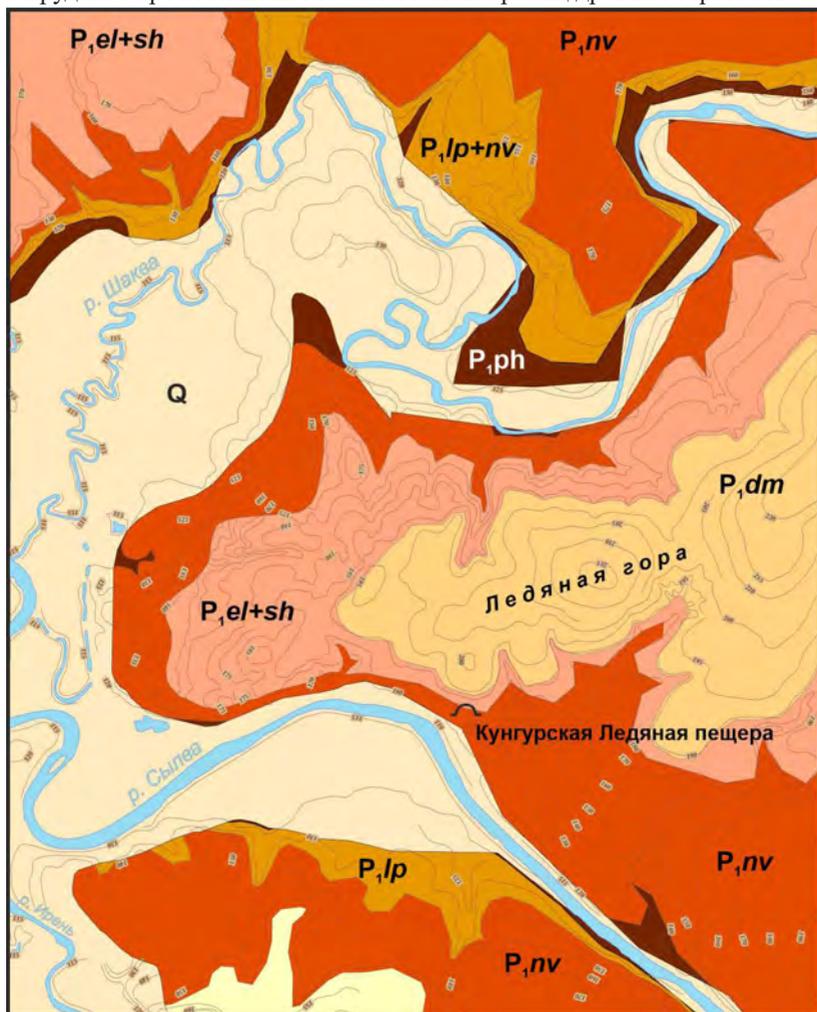


Рис. 2. Геологическая карта района Ледяной горы.
 Q – четвертичные отложения в долинах рек, P₁ph – филипповский горизонт, P₁ – ледянопещерская пачка, P₁lv – неволинская пачка, P₁el+sh – елкинская и шалашнинская пачки объединенные, P₁dm – демидковская пачка

Заключение. Территория Ледяной горы складывается отложениями кунгурского яруса. В наиболее углубленных частях рельефа обнажаются породы филлиповского горизонта, а на остальной площади – иренского горизонта. В ходе работы проведено литолого-стратиграфическое расчленение отложений, прослежены границы распространения основных стратиграфических единиц – горизонтов и пачек. На основании полученных данных составлен макет геологической карты, который в дальнейшем будет дополнен структурно-тектоническими, инженерно-геологическими и гидрогеологическими данными. Это позволит создать полноценную геологическую модель территории.

Исследование выполнено при финансовой поддержке Министерства науки и образования РФ в рамках соглашения по государственному заданию № 075-03-2021-374 от 29.12.2020 (рег. № НИОКТР АААА-А18-118040690031-5)

Библиографический список

1. Герасимов Н.П., Тихвинская Е.И. Разрез классического кунгура (результаты работ 1933 года) // Зап. Всерос. минерал. о-ва. 1934. Сер. 2. Ч. 63, Вып. 2. С. 393–395.
2. Кадебская О.И., Калинина Т.А. Литологический разрез Ледяной горы // Комплексное использование и охрана подземных пространств. Междунар. науч.-практ. конф., посвящ. 100-летию юбилею науч. и туристско-экскурсионной деятельности в Кунгурской Ледяной пещере и 100-летию со дня рожд. В.С. Лукина. ГИ УрО РАН. Пермь, 2014. С. 42-49.
3. Красиков А.В., Трапезников Д.Е. Новые данные о литологическом разрезе массива Ледяной горы // Горное эхо. 2020. № 4. С. 24–30.

THE FIRST RESULTS OF STUDYING THE GEOLOGICAL STRUCTURE OF ICE MOUNTAIN AREA (KUNGUR DISTRICT)

D.E. Trapeznikov, A.V. Krasikov, V.V. Zaostrovsky

DanilTrapeznikov@gmail.com

The paper presents the results of studying the geological structure of the Ice Mountain area, within the framework of which the lithological and stratigraphic partitioning of sediments was carried out and the distribution borders of the main stratigraphic units – horizons and members – were traced. On the basis of the obtained data the layout of the geological map was compiled.

Keywords: Ice Mountain, Kungurskaya Ice Cave, Permian system, Kungurian Stage, Irenian Horizon, Philipian Horizon.

А.Б. Трапезникова

Горный институт УрО РАН, г. Пермь

ЛИТОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВЕРХНЕФАМЕНСКО-ТУРНЕЙСКОЙ ТОЛЩИ БЕЛЬСКО- АКТЮБИНСКОЙ ДЕПРЕССИИ И СМЕЖНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНО-УРАЛЬСКОЙ ЗОНЫ СКЛАДЧАТОСТИ

Представлены результаты структурно-генетической типизации карбонатных отложений верхнефаменско-турнейской толщи в пределах исследуемой территории. Выделены 5 литогенетических типов отражающих различные обстановки осадконакопления и обладающие различными первично-осадочными структурами. Установлена, взаимосвязь формирования зернистых разностей с условиями повышенной гидродинамики вод, отвечающих относительно приподнятым участкам сублиторали бассейна. Предложена седиментационная модель формирования верхнефаменско-турнейской толщи для центральной части Бельско-Актюбинской депрессии и смежной части западно-уральской зоны складчатости.

Ключевые слова: верхнефаменско-турнейская толща, карбонатные отложения, Данхем, литогенетический тип, Бельско-Актюбинская депрессия

DOI: 10.17072/chirvinsky.2022.257

Введение. Бельско-Актюбинская депрессия (БАД) является одной из самых крупных региональных структур Предуралья прогиба (рис.1). К карбонатным отложениям палеозойского чехла БАД и смежной части западно-уральской зоны складчатости (ЗУЗ) приурочено большое количество залежей углеводородов, в том числе и в рассматриваемой верхнефаменско-турнейской карбонатной толще (ФТТ) в составе верхнедевонско-турнейского нефтегазового комплекса.

В фаменско-турнейское время восток Русской платформы представлял собой шельфовую область пассивной окраины континента перед Уральским палеоокеаном. Карбонатные отложения ФТТ, формировались в мелководных и относительно глубоководных условиях сублиторали. В литологическом плане отложения толщи представлены органогенно-детритовыми, оолитовыми, сгустковыми, доломитизированными известняками с прослоями мергелей и доломитов.

Палеофациальное развитие региона в фаменско-турнейское время освещено обширным количеством исследований, но в основном в пределах платформенной части: Башкирского и Южно-Татарского сводов.

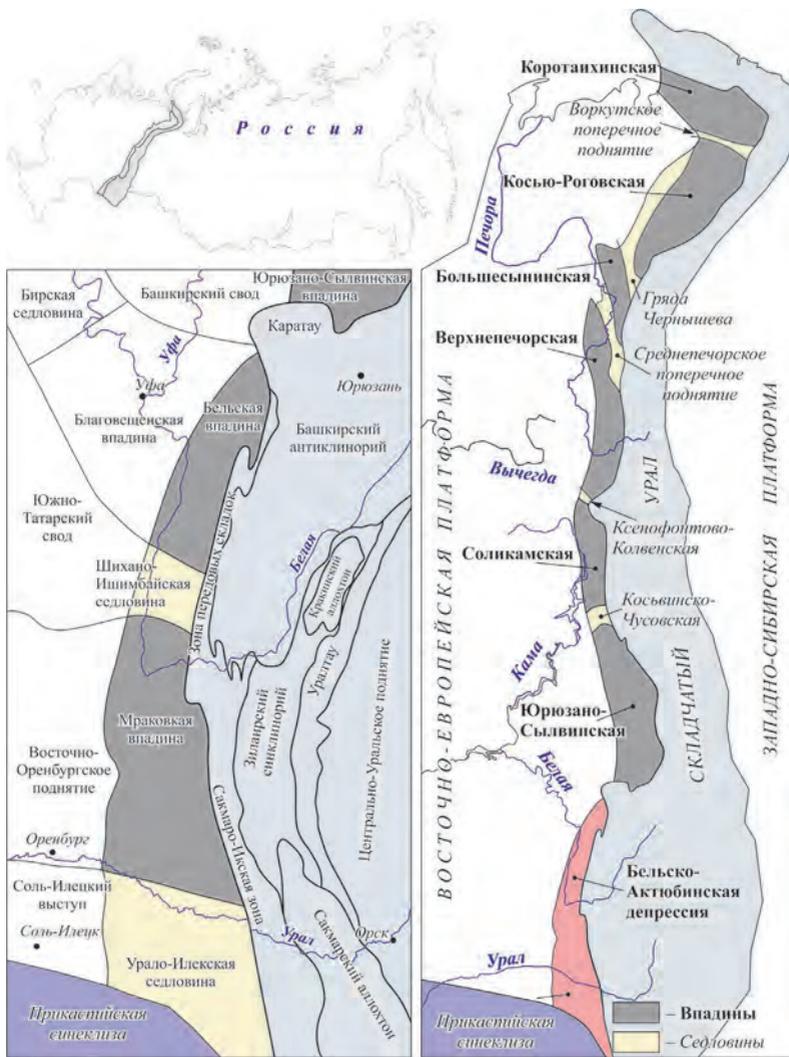


Рис. 1. Схема регионального расположения Бельско-Актюбинской депрессии в структуре Предуральского краевого прогиба

Детальное изучение ФТ в пределах центральной части БАД и смежной части ЗУЗС позволит уточнить седиментационную модель региона, которая является основой для проведения региональных поисково-разведочных работ зон развития потенциально перспективных пород-коллекторов.

Целью исследования является структурно-генетическая типизация

карбонатных пород верхнефаменско-турнейской толщи в пределах исследуемой территории, уточнение седиментационных обстановок и установление ведущих факторов определивших первичные литолого-структурные особенности отложений.

Материалы и методы исследования. Материалами для исследования послужили макроскопические образцы и шлифы пород ФТТ. В качестве дополнительных источников информации проанализированы опубликованные и фондовые материалы, содержащие подробные литологические описания и палеонтологические данные.

Структурно-генетическая типизация отложений. Послойное макроскопическое описание исследуемых отложений, дополненное и уточненное микроскопическими исследованиями, позволило выделить в разрезе верхнефаменско-турнейской толщи 5 литогенетических типов пород (рис.2). Под литогенетическим типом понимается «комплекс отложений, образовавшихся в определенной физико-географической обстановке

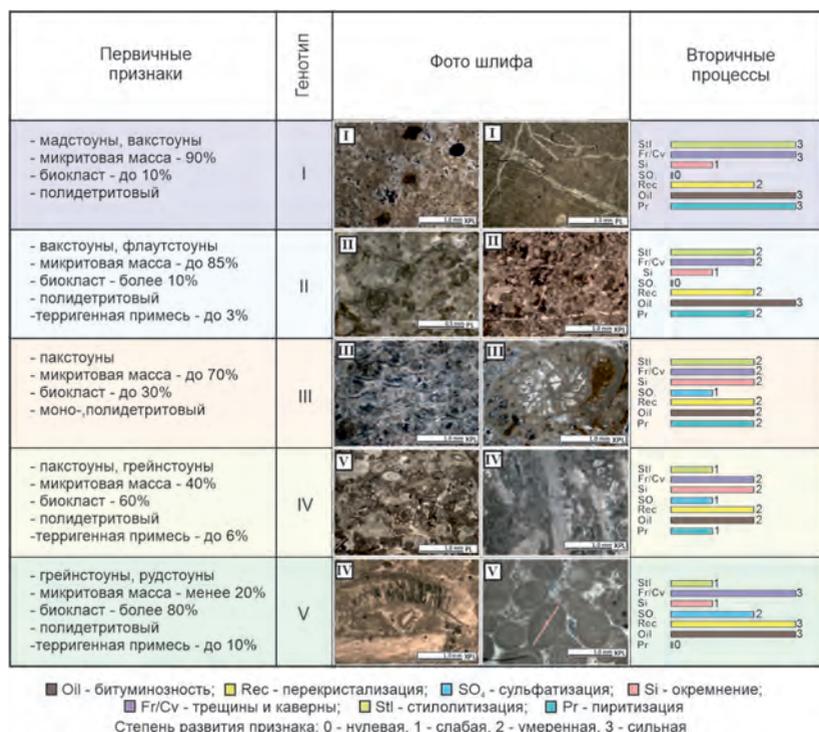


Рис. 2 Литогенетическая типизация карбонатных отложений ФТТ на основе модифицированной структурно-литологической классификации Данхема [3,4]

и преимущественно под действием одного ведущего агента» [1]. Основой для выделения генотипов послужила модифицированная классификация Р.Данхема по первично-осадочным структурам [3,4]

Литогенетический тип представлен слоистыми *мадстоунами* и *вакстоунами*. В породах отмечаются редкие единичные обломки раковин фораминифер и остракод, обрывки одноклеточных водорослей и трудноопределимый детрит размерностью от 0.03 до 0.8 мм. Местами наблюдается развитие окремнения по органическим остаткам.

Цемент базального типа представлен микритовой массой, местами перекристаллизованной. По цементу отмечается неравномерное распределение глинистого вещества.

Встречаются безформенные примазки органического вещества, по которым развивается пиритизация в виде зерен и агрегатов (до 0.05 мм). Пустотное пространство представлено фрагментарными порами (0.01 - 0.3 мм) и редкими трещинами.

II литогенетический тип представлен полидетритовыми, неравномерно перекристаллизованными *вакстоунами* и *флаутстоунами*. Породы содержат мелкий и имеющий резко подчиненное значение средне-крупный биокластический материал (от 0.05 до 2.6 мм). Органические остатки представлены главным образом фораминиферами, остракодами, водорослями *Nodosinella* и трудноопределимым детритом, реже встречаются фрагменты члеников криноидей и обломки брахиопод. Местами развивается окремнение по органическим формам.

Цемент базального типа. В породах отмечается пиритизация в виде зерен и агрегатов неправильной формы (до 0.015 мм) и доломитизация (3-5%), представленная зернами ромбоздической формы размером до 0.15 мм.

В шлифах наблюдается терригенная примесь алевритовой размерности (до 3%). Пустотное пространство представлено изолированными порами, кавернами и редкими трещинами (0.025-0.3 мм). Внутриформенные пустоты заполнены перекристаллизованным кальцитом.

III литогенетический тип представлен органогенно-обломочными *пакстоунами*. *Пакстоуны* сложены органическими остатками (от 0.07 до 1.6-4.5 мм) фораминифер, остракод, брахиопод, фрагментами мшанок, редкими скелетными формами кораллов, остатками пузырчатой ткани рогов, спикулами губок, обрывками и члениками криноидей. Также в породах встречаются единичные обрывки водорослей и трудноопределимый детрит. По раковинам органических остатков развивается пиритизация и окремнение. Пиритизация в виде зерен и агрегатов округлой, неправильной формы размером до 0.05 мм (3%).

Цемент контактово-порового типа, порового, реже базального типов, сложен разнозернистым кальцитом. Зачастую однонаправленные биокласты обуславливают слоистую микротекстуру пород.

В породах отмечаются ветвистые, пересекающиеся, иногда субпараллельные прожилки (шириной 0.03-0.83 мм), выполненные кальцитом. Пустотное пространство представлено отдельными порами, кавернами и внутриформенной пористостью образованной в результате выщелачивания органических остатков.

IV литогенетический тип представлен *пакстоунами* и *грейнстоунами*. Породы данного типа имеют органогенно-обломочную структуру, реже встречаются комковато-органогенно-обломочные разновидности. Главными поставщиками детрита являются плеченогие, криноидеи, фораминиферы (0.03 до 1.6). Органические остатки незначительно кремнены.

Сгустки и комочки (до 10%) сложены микрозернистым кальцитом (менее 0.01 м) округлой, удлинённой формы размером 0.05-0.7 мм.

Сгустковые и комковатые формы частично образованы микритизированным детритом. Форменные элементы сцементированы разнозернистым (от 0.01 до 0.08 мм) кальцитом базального, контактово-порового, реже порового типов.

Нередко наблюдаются микростилолитовые швы к которым приурочены области пиритизации. Терригенная примесь алевритовой и песчаной размерности (до 6%). Пустотное пространство пород представлено в виде пор и каверн неправильной, удлинённой формы размером 0.07-2.3 мм. Отмечаются редкие пересекающиеся, ветвистые трещины шириной 0.05-0.1 мм заполненные вторичным кальцитом.

V литогенетический тип представлен биокластово-пелоидными, -оолитовыми *грейнстоунами* и *рудстоунами*. Породы сложены разноразмерными (от 0.3 до 1.5 мм) пелоидами (сгустками) и оолитами микроразмерного кальцита округлой и удлинённой формы, реже крупным детритом брахиопод, фрагментами спикул губок и обрывками водорослей. Органические остатки характеризуются различной степенью сохранности. Пелоиды, вероятно, образованы в результате дезинтеграции биокластического материала различными микроорганизмами.

Цемент (до 10%) представлен разнокристаллическим микрит-спаритом порового, контактово-порового, крустификационного, реже базального типов. По всем породам наблюдается неравномерное распределение тонкодисперсного глинистого вещества.

Для отложений характерны пылевидные рассеянные по породе углистые частицы. Терригенная примесь (10%) представлена зёрнами песчаной

размерности округлой, иногда неправильной, удлинённой формы, края зерен неровные, разъедаются кальцитом. Встречаются кристаллы кальцита 0.15-0.5 мм вытянутой формы. Местами вторичный кальцит заполняет образовавшиеся пустоты в породе. Также отмечаются кристаллы и агрегаты ангидрита, изометричной формы и редкие кристаллы доломита.

В породах данного генотипа наблюдаются системы разнонаправленных прожилков, многие из которых ориентированы субпараллельно. Прожилки ветвистые, пересекающиеся, заполненные вторичным кальцитом, шириной 0,01-1 мм. По кальцитовым прожилкам наблюдаются многочисленные прерывистые примазки органического вещества. Пустотное пространство в породах представлено межформенными пустотами неправильной формы размером до 0.5 мм

Седиментационная модель. На основе проведенного структурно-генетического анализа каменного материала, шлифов и обобщения региональных палеогеографических условий развития исследуемой территории, предложена седиментационная модель ФТТ (рис.3). В качестве основы седиментационной модели принят профиль фациальных поясов карбонатной платформы по Дж.Уилсону [2].

Формирование отложений ФТТ происходило в трех палеофациальных поясах шельфовой зоны: относительно глубоководной сублиторали, переходной зоны и мелководной сублиторали с иловыми впадинами отмелями.

Относительно глубоководная (погруженная) сублитораль (А) представлена I литогенетическим типом. Данная зона характеризуется пониженной гидродинамикой, о которой свидетельствует тонкая седиментационная слоистость и редкие включения органических остатков. Зернистые осадки [4] в данной зоне практически не накапливались. Процесс седиментации отложений напрямую зависел от механической аккумуляции и дифференциации карбонатного материала, источником которого служили шельфовые осадки выше расположенных зон.

Зона относительно погруженной сублиторали плавно сменяется переходной зоной мелководной сублиторали (В) с относительно активной гидродинамикой нормальной волновой деятельности. Отложения переходной зоны представлены литогенетическими типами II, III, IV с преобладанием биокластических разновидностей. Для данных пород характерно наличие крупных обломков и цельных форм организмов, обитающих в зонах развития локальных, одиночных биогермов и редкое включение агрегатных (сгустки, пелоиды) форм. Основным процессом формирования этих отложений является первичное развитие биогермных форм с их последующим разрушением и формированием детрита, его механической

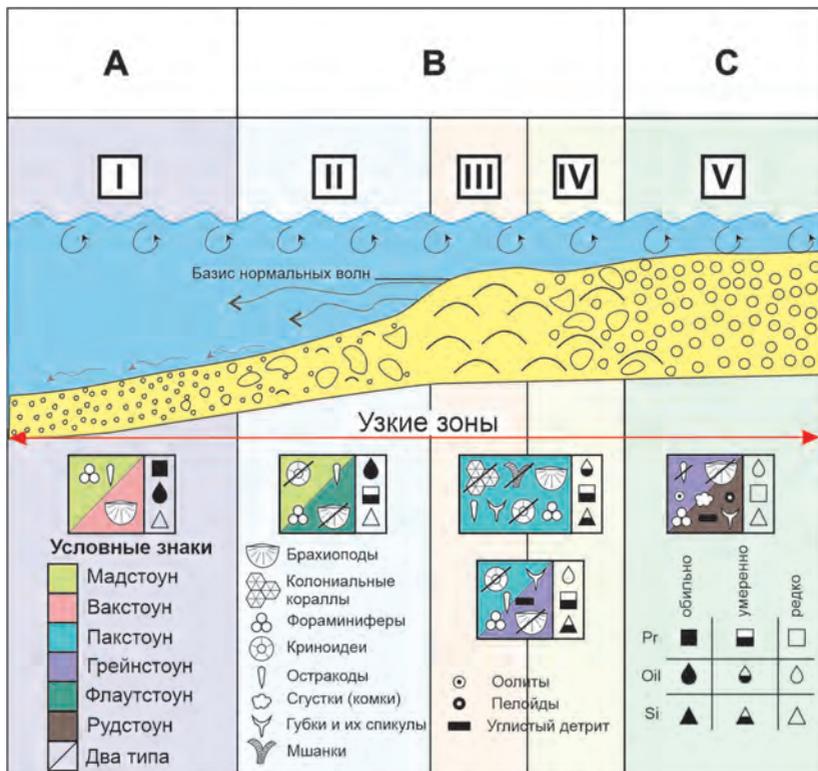


Рис. 3. Концептуальная седиментационная модель карбонатакопления в верхне-фаменско-турнейское время на основе модели седиментации Уилсона [2]

дифференциации (более тонкая фракция уносилась в пониженные, низкодинамические зоны сублиторали) и гравитационным осаждением вблизи развития органогенных построек в условиях ослабленного действия придонных вод.

В области верхней мелководной сублиторали (С) происходила седиментация отложений V литогенетического типа. Основным фактором, регулирующим как агрегатную, так и биогенно-детритовую аккумуляцию и рассеивание карбонатов, является активная гидродинамика вод в пределах мелководной зоны. С одной стороны, перемешивание вод приводит к созданию благоприятных условий для жизнедеятельности бентосных организмов, с другой к сортировке и ориентированности биогенных частиц. Основными структурными компонентами отложений являются сгустки, пелоиды, оолиты и полидетрит. Благодаря активному гидродинамическому воздействию, карбонатный детрит подвергался непрерывному

окатыванию и грануляции, преобразуясь в комочки и сгустки тонкозернистого кальцита. Агрегатные формы, также, вероятно, являются продуктами дезинтеграции биокластического материала различными микроорганизмами. Данный литогенетический тип характеризуется значительным привнесом терригенного и углистого материала с суши.

Выводы. На основании структурно-генетического анализа в отложениях верхнефаменско-турнейской толщи выделены 5 литогенетических типов, отражающих особенности их седиментационных обстановок.

Установлена взаимосвязь накопления биокластических (зернистых) карбонатных осадков в зонах повышенной гидродинамической активности бассейновых вод верхних областей сублиторали и на повышенных участках палеорельефа. Предложена модель седиментации карбонатных отложений в верхнефаменско-турнейское время для исследуемой территории. Предложенная модель отражает общую регрессивную направленность седиментации с окончанием в раннефаменское время позднефранского трансгрессивного этапа.

Библиографический список

1. Крашенинников Г.Ф. Учение о фациях. М.: Высшая школа, 1971. 368с.
2. Уилсон. Дж. Л. Карбонатные фации в геологической истории. М.: Недра, 1980. 464 с.
3. Embry A.F., Klovan J.E. A late devonian reef tract on northeastern Banks Island Northwest Territories // Bull. Can. Petrol. Geol. 1971. Vol. 19, № 4. P. 730–78
4. Dunham, R.J. Classification of Carbonate Rocks according to Depositional Texture // American Association of Petroleum Geologists, 1962. V.1 P.108-121.

LITHOGENETIC TYPES OF CARBONATE DEPOSITS UPPER FAMENNIAN-TOURNAISIAN STRATA OF THE BELSKO- AKTOBE DEPRESSION AND THE ADJACENT PART OF THE WEST URAL FOLDING ZONE

A.B. Trapeznikova

a.b.trapeznikova@gmail.com

The results of structural-genetic typification of carbonate deposits of the Upper Famennian-Tournaisian sequence within the study area are presented. Five lithogenetic types reflecting different conditions of sedimentation and having different primary sedimentary structures are distinguished. The correlation between the formation of granular varieties and the conditions of elevated hydrodynamics of waters corresponding to relatively elevated sublittoral areas of the basin has been established. A sedimentation model of the formation of the Upper Famennian-Tournaisian for the central part of the Belsko-Aktobe depression and the adjacent part of the West Ural folding zone has been proposed.

Keywords: Upper Famennian-Tournaisian sequence, carbonate sediments, Dunham, lithogenetic type, Belsko-Aktobe depression

А.К. Трутнев

ФГБОУ Уральский государственный горный университет,
г. Екатеринбург

**ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КИСЛОГО
ВУЛКАНИЗМА САБЛЕГОРСКОГО КОМПЛЕКСА
(ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)**

Изучение состава горной породы с использованием петрохимических, геохимических и других аналитических исследований позволяют получить количественную информацию о содержании химических элементов, более точно диагностировать изучаемый объект и создать представление о его генезисе. Кислые вулканы саблегорского субвулканического комплекса (Приполярный Урал) представлены риолитами, трахириолитами, риодацитами, трахидацитами и дацитами с высокими содержаниями кремния, вплоть до ультракислых разновидностей, от низко-щелочного до умеренно-щелочного ряда известково-щелочной серией пород. По характеру концентрации элементы-примеси имеют очень близкое распределение с внутриконтинентальными обстановками.

Ключевые слова: Приполярный Урал, саблегорский субвулканический комплекс, петрохимические диаграммы, рассеянные и редкоземельные элементы.

DOI: 10.17072/chirvinsky.2022.265

Саблегорские субвулканические образования объединяют малые тела и дайки риолитов, трахириолитов и трахидацитов распространенных на территории Приполярного Урала. Выходы пород контролируются крупными разломами субмеридионального (Североманьхамбовский, Верхнеталтминский, Парьяурский) и северо-западного (Тильтильминский, Попьельский) направлений, а также широко представлены в виде радиальных и кольцевых даек в строении палеовулканических структур (Западновольтинская, Подчеремско-Тельпоская и Яныманьинская) [1,2].

Кислые вулканы представлены породами от светло-серого с лиловым оттенком до вишнево-серого цветов, измененные березитизированные разности осветлены. Текстура массивная или флюидальная, до сланцеватой; структура порфировая или редкопорфировая, иногда афировая; излом часто раковистый. Основная масса – микрозернистая; микроструктура фельзитовая, аллотриоморфнозернистая, представленная достаточно сложно

идентифицируемым кварц-полевошпатовым агрегатом. Минеральный состав: плагиоклаз от альбита до андезина; диагностируются удлиненные зерна роговой обманки (до 10 %) и мелкие зерна эпидота (до 5 %). Вкрапленники представлены кварцем (10-40 %), ортоклазом (до 30 %) и плагиоклазом (до 20 %); редко отмечается биотит. Вторичные минералы – серицит, хлорит, карбонат. Акцессорные минералы составляют не более 3-5 % - циркон, магнетит, гематит, титанит, айкинит, ортит, пироксид, сфалерит.

По результатам различных проведенных анализов, в частности определении содержаний петрогенных оксидов при помощи рентгенофлуоресцентного (силикатного) анализа и содержаний микроэлементов, редких и рассеянных элементов методом индукционно-связанной плазмы с масс-спектрометрическим окончанием анализа (ICP-MS), удалось установить петрохимическую и геохимическую характеристику кислого вулканизма саблегорского субвулканического комплекса (Приполярный Урал).

Кислые породы саблегорского субвулканического комплекса согласно классификационной петрохимической диаграммы SiO_2 - $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ (рис. 1А) представлены риолитами, трахириолитами, риодацитами, трахидацитами и дацитами. Вулканиды кислого состава обладают достаточно высоким содержанием кремния, вплоть до ультракислых разновидностей (SiO_2 от 66,4 до 78 мас. %), широким диапазоном содержания щелочей от низко-щелочного до умеренно-щелочного ряда ($\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O} = 5,2-8,7$ мас. %), низким содержанием TiO_2 (0,09-0,66 мас. %), P_2O_5 (0,01-0,13 мас. %), MnO (0,01-0,12 мас. %), варьирующим содержанием CaO (0,23-4,57 мас. %), MgO (0,05-2,41 мас. %), повышенной железистостью ($X_{\text{Fe}} = 0,51-0,96$) (рис. 1Б), окисная форма железа преобладает над закисной ($\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO} = 2,1-17,5$), метаглиноземистые ($\text{A}/\text{CNK} = 0,68-1,0$), редко насыщены глиноземом ($\text{A}/\text{CNK} = 1,2-1,49$) (рис. 1В) и имеет невысокое отношение $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ (от 1,4 до 14). В породах часто фиксируется резкое преобладание натрия над калием ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 1,9-67$), редко наблюдается обратная картина с незначительным преобладанием калия ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 1,05-3,69$). На диаграмме $(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO})-\text{SiO}_2$ большинство точек составов располагается в пределах известковой серией пород (рис. 1Г).

Согласно классификационной диаграммы AFM (рис. 1Д) кислые вулканиды саблегоского комплекса относятся к известково-щелочной серии. На петрохимической диаграмме $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ (рис. 1Е) наблюдается весьма широкий диапазон серий. Однако, большинство фигуративных точек составов пород фиксируются в диапазоне известково-щелочной

серий с высоким содержанием калия. Таким образом, можно сделать вывод о том, что вулканы саблегорского комплекса относятся к известково-щелочной серий пород.

На петрохимических диаграммах Харкера установлены зависимости изменений содержаний практически всех петрогенных оксидов от концентраций SiO_2 , исключением являются K_2O и Na_2O . Среди редких элементов закономерность прослеживается только с цирконием. С увеличением содержания SiO_2 уменьшается концентрация оксидов магния, общего железа, титана, кальция, фосфора, алюминия, марганца и редкого элемента – циркония. По содержанию K_2O кислые вулканы саблегорского комплекса соответствуют породам умеренно-калиевого состава.

По геохимическим характеристикам кислые эффузивные породы обладают достаточно контрастным и неоднородным содержанием микроэлементов. Среди содержаний элементов можно отметить стабильно высокие кларки концентрации ($K_k > 1,5$) Nb, Ag, Te; дефицит ($K_k < 0,7$) – Li, Ti, V, Mn, Co, Ni, Rb, Sr, In, Cs, Ba, Tl, Pb, Bi. В спектрах концентрации Be, Sc, Cr, Cu, Zn, Ga, Ge, As, Y, Zr, Mo, Pd, Cd, Sn, Sb, I, Hf, Ta, W, Re, Os, Ir, Pt, Au, Hg, Th, U фиксируется большой разброс содержаний элементов. Согласно классификации В. Гольдшмидта (1924) с дополнениями, кислые вулканы саблегорского субвулканического комплекса имеют халькофильную специализацию [3].

По характеру поведения РЗЭ в кислых породах разделились на две подгруппы (рис. 2). В первой наблюдается незначительный отрицательный наклон (13-230, 12-219-5, 12-690 и др.). Это обусловлено преобладанием легких РЗЭ (La-Nd) относительно средних (Sm-Ho) и тяжелых (Er-Lu) элементов ($\text{La/Yb} = 4,5-10,6$) и отрицательной европиевой аномалией ($\text{Eu/Eu}^* = 0,05-0,34$). Сумма лантаноидов находится на уровне 127,5-1219,2 г/т.

Во второй подгруппе лантаноиды представлены V-образным графиком (13-230а, 14-242-2, М-07-13 и др.) с отрицательным трендом ($\text{La/Yb} = 1,3-3,4$) и четкой отрицательной европиевой аномалией ($\text{Eu/Eu}^* = 0,04-0,15$). Общее содержание РЗЭ составляет от 31,5 до 192 г/т, отвечая изменённым разностям. В обеих подгруппах наблюдается преобладание легких лантаноидов над тяжелыми и четкая отрицательная европиевая аномалия. Предположительно, такое поведение РЗЭ и европиевой аномалии вызвано фракционированием при плавлении исходного вещества (частичным плавлением) [4].

Для рассеянных и редкоземельных элементов кислых вулканитов саблегорского субвулканического комплекса характерен большой

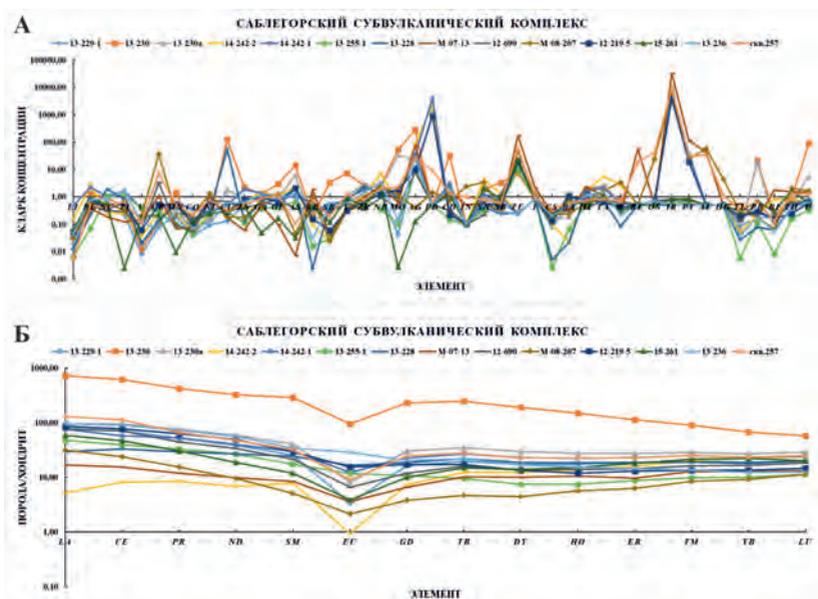


Рис. 2. А - Кларки концентрации микроэлементов в кислых породах саблегорского субвулканического комплекса; Б - Распределение РЗЭ в кислых породах саблегорского субвулканического комплекса нормализованных к хондриту C1 (Boynnton, 1984) разброс содержаний элементов. Наиболее близким составом обладают базальты океанических островов [6]. В большинстве случаев отмечается высокие концентрации крупноионных (Rb, K, Ba), высокозарядных (Th, U, Ta, Y) и легких РЗЭ. Наличие отрицательных аномалии по Cs, Nb, Pb, P и Ti сближает их по форме спектра с валовым составом верхней континентальной коры. Возможно, эта близость связана с процессом контаминации базальтоидного расплава с коровым веществом. Крупноионные некогерентные и легкие редкоземельные элементы, равно как и U и Th значительно преобладают над тяжелыми РЗЭ. Такое поведение крупноионных литофильных элементов (LILE), Th и U, а также минимумы высокозарядных элементов (HFSE) могут быть связаны и с процессами флюидного воздействия на мантийный расплав предшествующих процессов субдукции [4]. По характеру концентрации элементы-примеси имеют очень близкое распределение с внутриконтинентальными обстановками [5].

Таким образом кислые вулканические породы саблегорского субвулканического комплекса представлены риолитами, трахириолитами, риодацитами, трахидацитами и дацитами с высоким содержанием кремния, вплоть до ультракислых разновидностей,

от низко-щелочного до умеренно-щелочного ряда известково-щелочной серий пород. Согласно классификации В. Гольдшмидта (1924) с дополнениями, кислые вулканы имеют халькофильную специализацию с высокими концентрациями Nb, Ag, Te. По характеру поведения РЗЭ в кислых породах наблюдается преобладание легких лантаноидов над тяжелыми и четкая отрицательная европиевая аномалия. Предположительно, такое поведение РЗЭ и европиевой аномалии вызвано фракционированием при плавлении исходного вещества (частичным плавлением) [4]. По характеру концентрации элементы-примеси имеют очень близкое распределение с внуконтинентальными обстановками [5].

Библиографический список

1. Душин В.А., Сердюкова О.П., Малюгин А.А., Козьмин В.С. и др. Государственная геологическая карта РФ масштаба 1:200 000. Издание второе. Серия Северо-Уральская. Лист Р-40-VI (г.Тельпос-Из) Объяснительная записка - СПб: Картофабрика ВСЕГЕИ 2018, 216с.
2. Душин В.А., Сердюкова О.П., Малюгин А.А., Козьмин В.С. и др. Государственная геологическая карта РФ масштаба 1:200 000. Издание второе. Серия Северо-Уральская. Лист Р-40-XII (г. Кожим-Из) - М: Московский филиал ФГБУ ВСЕГЕИ 2017, 263с.
3. Килипко В.А., Криночкин Л.А., Шаройко Ю.А., Гуляева Н.Г., Гусев Г.С. и др. Требования к содержанию и оформлению материалов геохимических основ масштаба 1:200 000 Госгеолкарты – 200/2 – М: ИМГРЭ, 2020, стр. 100, библ. 47, графических прил. 6, текстовых приложений 26.
4. Мартынов Ю. А. Основы магматической геохимии. Владивосток : Дальнаука, 2010. – 228 с.
5. Фролова Т.И., Бурикова И.А. Магматические формации современных геотектонических обстановок. Уч. пособие. - М.: Изд-во МГУ, 1997. - 320 с
6. Sun S.S. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Magmatism in Ocean Basins*. – Geol. Soc. London Spec. Publ. – 1989. – Vol. 42. – P. 313–346.

PETROCHEMICAL FEATURES OF ACID VOLCANISM OF THE SABLEGORSK COMPLEX (SUBPOLAR URALS)

A.K. Trutnev

tema.trutnev@yandex.ru

The study of the composition of the rock using petrochemical, geochemical and other analytical studies makes it possible to obtain quantitative information about the content of chemical elements, more accurately diagnose the object under study and create an idea of its genesis. Acidic volcanics of the sablegorsk subvolcanic complex (Subpolar Urals) are represented by rhyolites, trachyrhyolites, rhyodacites, trachydacites and dacites with high silicon contents, up to ultra-acidic varieties, from low-alkaline to moderately alkaline calc-alkaline series of rocks. By the nature of their concentration, trace elements have a very similar distribution with inner continent.

Keywords: Subpolar Urals, Sablegorsk subvolcanic complex, petrochemical diagrams, scattered and rare earth elements.

УДК 552.512; 553.411.072

А.К. Трутнев, Е.А. Жуклин, Д.И. Прокопчук, Л.А. Демина
ФГБОУ Уральский государственный горный университет,
г. Екатеринбург

МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КОНГЛОМЕРАТОВ БЕЛОКАТАЙСКОЙ СВИТЫ, УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И ИХ МИНЕРАГЕНИЯ

В геологической истории Земли конгломераты встречаются в самых различных формациях, в том числе в платформенных и геосинклинальных образованиях, в молассовых толщах межгорных впадин, передовых прогибов и т.д. Детальный анализ конгломератов позволяет выявить фациальную (формационную) принадлежность осадочных отложений, их место в истории геологического развития, минералого-петрографические и геохимические особенности, что в конечном счете ведет к выявлению металлогенической специализации конкретных осадочных толщ.

Ключевые слова: осадочные породы, белокатайская свита, конгломераты, петрохимические модули, геохимия, геодинамика, золото.

DOI: 10.17072/chirvinsky.2022.271

Белокатайская свита (P1bk) получила свое название от сел Новый и Старый Белокатай, где ее детальное изучение проводил А. В. Хабаков (1941) [1]. Отложения белокатайской свиты залегают со стратиграфическим несогласием, трансгрессивно на разных подразделениях нижней перми и содержат множество внутрiformационных размывов. Образования представлены песчаниками, гравелитами, конгломератами с тонкими редкими прослоями алевролитов, мергелей и известняков. В данной статье рассмотрены минералого-петрографические и геохимические особенности конгломератов белокатайской свиты, которые имеют значительное развитие на среднем Урале (лист О-40-XXIX).

Конгломераты обладают от светло-желтой, серой, до голубовато-серой окраски, неравномернозернистой (от мелкогалечной до крупногалечной) структурой, массивной и конгломератовой текстурой. Размер галек варьирует от 1,0-1,5 до 8-10 см, иногда встречаются валуны до 15-20 см. Гальки средней, часто хорошей окатанности, угловатые, хаотичной ориентировки. Состав галек (65-80 % от общего объема породы): кремний (30-40 %), кварцит (30-35 %), базальт (20-25 %), долерит (5-10 %), риолит (до 5 %). Связующее вещество (матрица породы, 5-7%)

представлено обломками базальта, кварцита, известняка, иногда органического происхождения и зернами кварца, плагиоклаза (андезина), хлорита, эпидота, редко биотита, кальцита, очень редко встречается глауконит и вулканическое стекло. Тип цемента (10-15 %) базальный, редко поровый песчаного, глинисто-карбонатного и карбонатного состава. Акцессорные минералы – магнетит, циркон, апатит, гематит, рутил, редко ортит.

В результате проведения рентгеноспектрального флуоресцентного анализа (XRF) удалось установить, что конгломераты белокатайской свиты (анализировался цемент) характеризуются широкими диапазонами содержаний большинства породообразующих оксидов, таких как SiO_2 (50,4 - 64,7 %), Al_2O_3 (8,6 - 13,7 %), Fe_2O_3 общ (1,1 - 4,55 %), CaO (3,5-18,6 %), Na_2O (1,48 - 3,7 %), K_2O (1,99 - 3,54 %). Содержания TiO_2 (0,25-0,5 %), P_2O_5 (0,12-0,27 %), MnO (0,04-0,06 %), MgO (0,5-1,6%) имеют достаточно близкие значения. По химической классификации осадочных пород Я.Э. Юдовича и М.П. Кетриса [2], основанной на петрохимических модулях, охарактеризованы конгломераты (цемент) белокатайской свиты. Средние значения петрохимических модулей представлены в таблице 1.

Таблица 1

Средние значения петрохимических модулей конгломератов (цемента) белокатайской свиты (Р, бк)

ГМ	ТМ	ЖМ	ФМ	НКМ	АМ	ЩМ
0,2 -0,29	0,029 -0,036	0,3 -0,35	0,03 -0,1	0,38 -0,57	0,17 -0,21	1,06 -1,35

Значение гидролизатного модуля ($\text{ГМ} = \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO}/\text{SiO}_2$) изменяется от 0,2 до 0,29, что соответствует, согласно классификации Я.Э. Юдовича и М.П. Кетриса [2], глинистым силицитам (кремнисто-глинистым сланцам) и полимиктовым кварцевым песчаникам, что наблюдалось при петрографических исследованиях. Также величина модуля указывает на то что, конгломераты белокатайской свиты являются химически достаточно зрелыми породами. Химическую зрелость подтверждает и титановый модуль ($\text{ТМ} = \text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$), значение которого варьирует в диапазоне от 0,029 до 0,036. Низкие значения ТМ указывает на формирование пород в глубоководных фациях. Железный модуль ($\text{ЖМ} = \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MnO}/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2)$) равен 0,3-0,35, что соответствует нормально-железистому составу породы. По фемическому модулю ($\text{ФМ} = \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}/\text{SiO}_2$) цемент конгломератов, величина которого варьирует

от 0,03 до 0,1, классифицируются как кварцевые и полимиктовые песчаники, что подтверждается петрографическими исследованиями. Конгломераты (цемент) белокатайской свиты, согласно общей нормативной щелочности ($\text{HKM} = (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$) равной 0,38-0,57, характеризуются как повышенно-щелочные породы с примесью вулканогенного материала основного состава (при петрографических исследованиях в цементе зафиксированы обломки базальта, иногда вулканическое стекло). Алюмокремниевый модуль ($\text{AM} = \text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$) равный 0,17-0,21 указывает нам на химическую зрелость пород, а состав цемента соответствует области значений полимиктовых песчаников. Щелочной модуль ($\text{ЩМ} = \text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$) имеет значение от 1,06 до 1,35, что свидетельствует о незначительном количестве глинистой примеси в песчаном цементе конгломератов белокатайской свиты.

С целью выявления геохимической специализации конгломератов белокатайской свиты на основе данных ICP MS построены графики кларков концентрации микроэлементов (рис.1А). Породы (цемент) характеризуются рудной концентрации ($\text{KK} > 10$) As, Se, Sb; в окологларковых концентрациях находятся ($\text{KK} = 1 \div 1,5$) Cu, Sr, Ag, Cd, Ba. В нижнекларковых концентрациях ($\text{KK} < 1$) присутствуют: Li, Be, Sc, V, Cr, Co, Ni, Zn, Rb, Y, Zr, Nb, Mo, Sn, Cs, Hf, Ta, W, Pb, Bi, Th, U.

Спектры РЗЭ в конгломератах (в цементе) белокатайской свиты имеют форму с незначительным отрицательным наклоном (рис.1Б) ($\text{La}/\text{Yb} = 1,07 - 1,4$), что указывает на преобладание легких над тяжелыми элементами. Фиксируется европиевая аномалия положительного характера ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1,7 - 1,9$) Содержание лантоноидов варьирует от 65,3 г/т до 109,3 г/т.

Для определения геодинамической обстановки использовались диаграммы А.Г. Коссовской и М.Р. Бхатия [2] Конгломераты (цемент) белокатайской свиты имеют большой разброс. Однако в большинстве случаев они фиксируются либо в области, либо в непосредственной близости с полями развития пород континентальных островных дуг и активных континентальных окраин. На треугольных диаграммах М.Р. Бхатия Co-Th-Zr/10, Th-La-Sc и Sc-Th-Zr/10 (рис.2) фигуративные точки конгломератов (цемента) белокатайской свиты расположены в области приконтинентальной островной дуги и активной континентальной окраины.

В результате минералогических исследований проб – протоколов конгломератов (цемента) белокатайской свиты установлен широкий спектр проявления рудных минералов. В группу постоянно встречающихся минералов (80-100 %) входят магнетит, циркон и апатит, однако

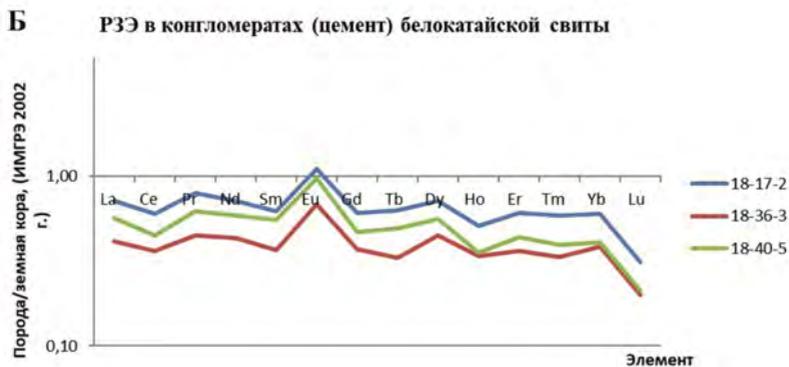
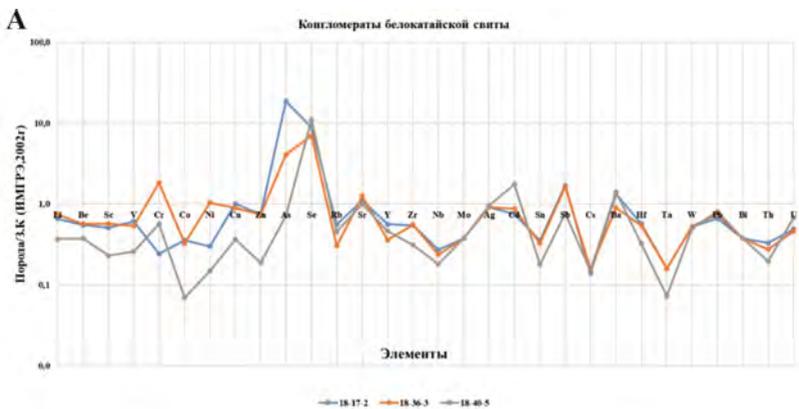


Рис. 1. А - Кларки концентрации микроэлементов в конгломератах (цементе) белокатайской свиты; Б - Распределение РЭ в конгломератах (цементе) белокатайской свиты нормализованных к З.К.

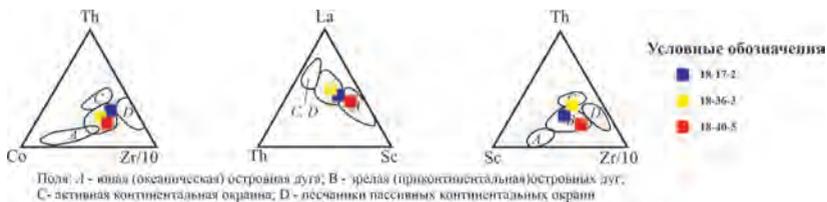


Рис. 2. Диаграммы Co-Th-Zr/10, Th-La-Sc и Sc-Th-Zr/10 М.Р. Бхатия для реконструкции тектонических обстановок накопления

следует отметить, что содержание их незначительно и редко превышает содержание 3-5 г/м³. В группе часто встречающихся минералов (60-80%) установлены сфен, рутил и пирит. Их содержание варьирует от 1-3 г/м³. В группу редко встречающихся (менее 10 %) минералов входят: золото, галенит, пирротин, халькопирит, ильменит и гематит. Содержание их очень низкое (редкие и единичные знаки). Наиболее интересным и значимым является золото, поэтому на его характеристике остановимся более подробно. Цвет изученных золотинок, который зачастую указывает на особенности химического состава довольно разнообразен. В результате изучения было установлено 3 типа окраски частиц: светло-желтая, зеленовато-желтая, красновато (розово) желтая. Светло-желтая окраска характерна для низкопробных золото-серебряных природных сплавов, зеленовато-желтая — для средне- и высокопробного, соответственно, а розовый или красноватый оттенок обусловлены, скорее всего, повышенным содержанием примеси меди. Морфология частиц достаточно разнообразна: кристалломорфная (30 % частиц), комковидная (5 %), пластинчатая (40 %), палочко- и проволоковидная (суммарно 25 %) [3]. При этом значительная часть золотинок неполного кристаллического габитуса (в особенности пластинчатое), следы огранки сохранила и отнесены к типу «гемидиоморфных» (рис.3). Таким образом, более 70 % золотинок имеют частично гранную форму. Исследования показали, что 30 % из них имеют гладкую («свежую») неизменную поверхность, еще 70 % из них — тонкошагреневую «островную» поверхность, характерную для золота, пребывавшего в коре выветривания или элювиально-делювиальных отложениях при его слабой обводненности, то есть слабо гипергенно измененное. Следовательно, изученное золото можно отнести к слабо гипергенно измененному.

По результатам петрографических, петрохимических, геохимических, минералогических исследований можно сделать следующие выводы о конгломератах белокатайской свиты. Петрографически, конгломераты полимиктового состава различной (от мелкогалечной до крупногалечной) структуры с галькой средней, хорошей степенью окатанности, представленной кремнями, кварцитом, базальтом, реже долеритом и риолитом. Среди обломков встречаются зерна кварца, плагиоклаза (андезина), хлорита, эпидота, редко биотита, кальцита, очень редко встречается глауконит и вулканическое стекло. Тип цемента базальтовый песчаного, глинисто-карбонатного и карбонатного состава. Неустойчивый глауконит указывает на кратковременный процесс переноса обломочного материала. Так же он является минералом-индикатором морской среды с высоким содержанием железа. Петрохимические

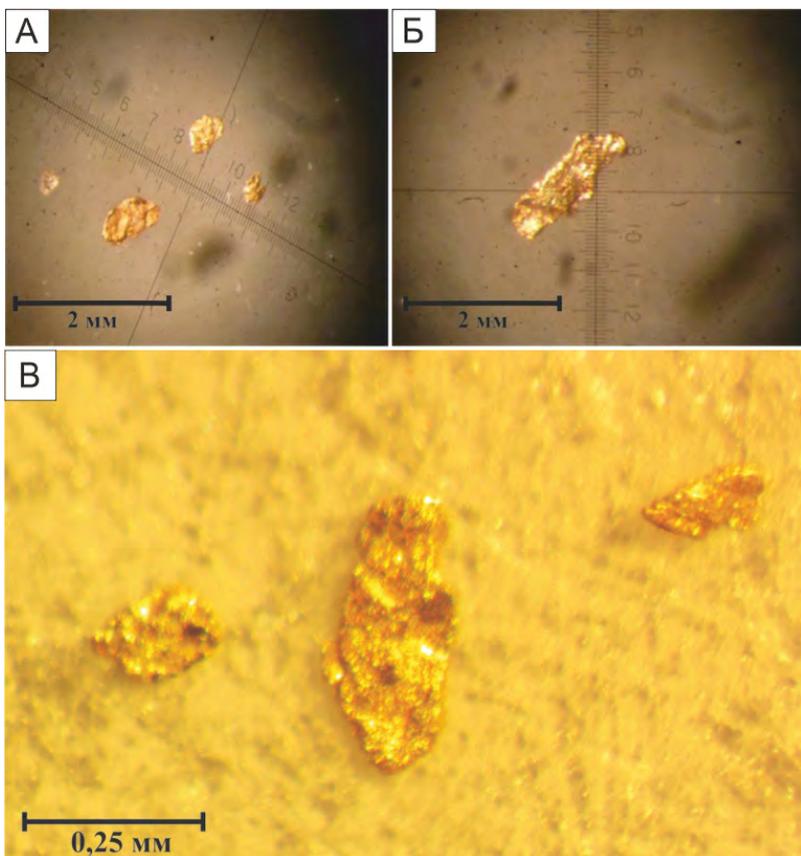


Рис. 3. Пластинчатые гемидиоморфные золотины от слабой до средней окатанности: А – мелкое золото (проба 18-251-2) увеличение в 5 раз, Б – золото средней крупности (проба 18-17-2) увеличение в 5 раз, В – золото средней крупности (проба 18-17-2) увеличение в 20 раз.

модули указывают на достаточную химическую зрелость конгломератов белокатайской свиты с песчаным цементом кварцевого и полимиктового состава, формирующихся в глубоководных фациях. Геодинамические диаграммы, построенные по методам А.Г. Коссовской и М.Р. Бхатия показали принадлежность конгломератов (цемента) белокатайской свиты к континентальным островным дугам и активным континентальным окраинам, что вероятно говорит о денудации в раннепермское время островодужных комплексов Урала. Этот вывод подтверждается наличием в минеральной ассоциации платины, хромшпинели, магнетита, ильменита, лейкоксена, пироксена, апатита и оливина (редкие знаки). По

результатам минералого-геохимических исследований можно сделать вывод о том, что конгломераты белокатайской свиты специализируются на благороднометалльное оруденение и относятся к формации золотосодержащих конгломератов и образованных по ним кор выветривания, о чем свидетельствует низкая степень окатанности золотин (редко превышает 3 баллов) и повышенная концентрация As, Se, Sb, которая прослеживается на аналогичных объектах (Вивватерсранд (ЮАР), Сильвер-Риф (США), Лаба (Северный Кавказ)).

Библиографический список

1. *Водолазская В. П., Тетерин И. П., Кириллов В. А. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Уральская серия – Лист О-40 (Пермь). Объяснительная записка. Ред. Жданов А. В. - СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ. 2015.
2. *Панова Е.Г., Ахмедов А.М.* Геохимические индикаторы генезиса терригенных пород. Санкт-Петербург: С.-Петербур. гос. ун-т, 2011 г. – 64 с.
3. *Трутнев А.К., Жуклин Е.А., Прокопчук Д.И., Демина Л.А.* Некоторые аспекты локализации благороднометалльного оруденения в нижнепермских конгломератах в пределах северо-восточной части листа О-40-XXIX (Шалинская площадь) // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П. Н. Чирвинского : сборник научных статей / Пермь: Перм. гос. нац. исслед. ун-т, 2021 г., Вып.24, С 261-265.

**MINERAL-PETROGRAPHIC AND GEOCHEMICAL FEATURES
OF CONGLOMERATES OF THE BELOKATAISK FORMATION,
CONDITIONS OF FORMATION AND THEIR MINERGENIA**

Trutnev A.K., Zhuklin E.A., Prokopchuk D.I., Demina L.A.

tema.trutnev@yandex.ru

In the geological history of the Earth, conglomerates are found in a variety of formations, including platform and geosynclinal formations, in molasse strata of intermontane depressions, foredeeps, etc. A detailed analysis of conglomerates makes it possible to identify the facies (formational) belonging of sedimentary deposits, their place in the history of geological development, mineralogical, petrographic and geochemical features, which ultimately leads to the identification of metallogenic specialization of specific sedimentary strata.

Keywords: sedimentary rocks, belokataiskaya suite, conglomerates, petrochemical modules, geochemistry, geodynamics, gold.

ЗАВОДЫ ПРИУРАЛЬЯ XVIII-XIX ВВ., РАБОТАВШИЕ НА РУДАХ ПЕРМСКИХ МЕДИСТЫХ ПЕСЧАНИКОВ. ОТВАЛЫ ИХ РУДНИКОВ

Впервые сведены воедино сведения о старых медеплавильных заводах Западного Урала и Поволжья, работавших на медистых песчаниках, их выработке и объемах отвалов рудников, обеспечивавших заводы медными рудами. Подсчитаны ресурсы и стоимость меди в отвалах.

Ключевые слова: выщелачивание, медеплавильный завод, медистый песчаник, медь, отвалы, рудник, Приуралье.

DOI: 10.17072/chirvinsky.2022.278

Пермская меденосная красноцветная формация Приуралья, объединяя толщи уфимского, казанского и татарского ярусов, протягивается западной Урала на более чем 2 000 км. Проявления меди пермской красноцветной формации образуют три полосы [2,5,7,9] – Вятско-Камскую, Пермскую и Уфимско-Оренбургскую (рис.). В XVIII-XIX веках медные руды медистых песчаников этих полос переплавлялись на 62 медеплавильных заводах (табл. 1).

Крайние западные поля разрабатывавшихся проявлений находятся в пределах протягивающейся в СЗ направлении на 400-450 км при ширине до 150 км Вятско-Камской меденосной полосы. Они представлены *Вятско-Камскими кластерами разрабатывавшихся проявлений*. Рудопроявления меди Вятско-Камских кластеров находятся на территории современных республик Удмуртии и Татарстан, Кировской области, и западных районов Пермского края. Наибольшее количество проявлений меди Вятско-Камской меденосной полосы связано с отложениями верхнеказанского подъяруса верхнебиармийского отдела (P_2) пермской системы, меньшее – с осадками уфимского яруса приуральского отдела нижней перми (P_1).

Ближе к Уралу, располагаются *Пермский и Верхнекамский кластеры разрабатывавшихся проявлений* Пермской меденосной полосы, простирающейся субпараллельно Уралу и Каме от поселка Пильва на севере до широты пос. Куеда на юге. Здесь проявления приурочены к отложениям шешминской свиты уфимского яруса приуральского отдела (P_1). В бассейне р. Яйвы на севере признаки оруденения встречаются

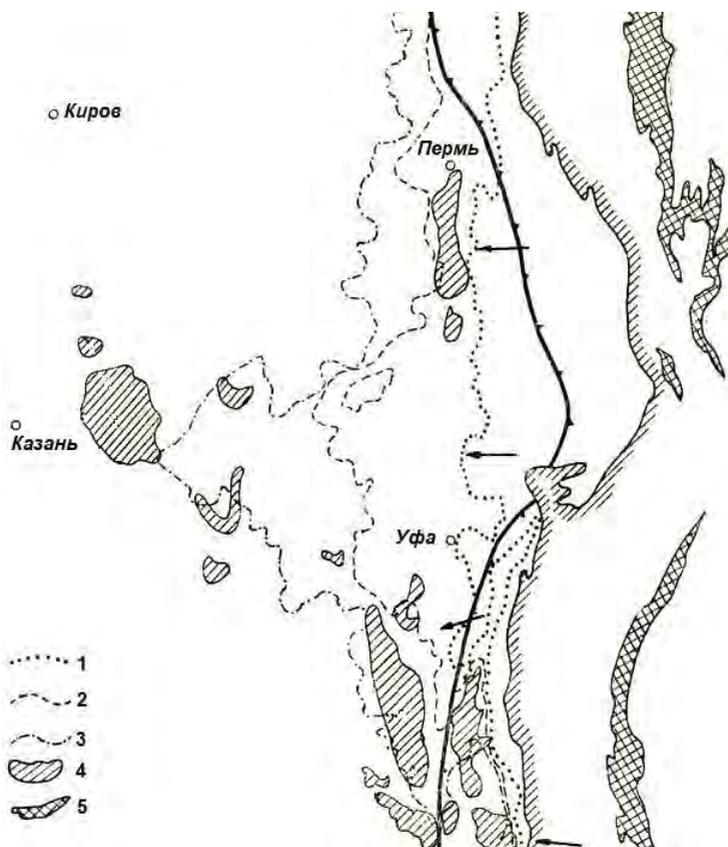


Рис. Локализация меденосных площадей Приуралья по [5], с изменениями. Не показан Верхнекамский кластер Пермской меденосной полосы. Восточные границы распространения ярусов: 1 – уфимского; 2 – казанского; 3 – татарского. Площади: 4 – меденосные (по М.И. Липовскому, Л.М. Миропольскому, В.А. Полянину и др.); 5 – зеленокаменных комплексов Урала

также в породах верхней части соликамской свиты. Между селами Калинино и Барда наряду с шешминским оруденением выявлены медепроявления в белебеевской свите казанского яруса биармийского отдела (Р₂). Проявления медных руд, относящихся, как отмечено в предыдущем абзаце, уже к Вятско-Камской полосе отмечены также в белебеевских отложениях западной части Пермского края.

Южнее Пермского расположены кластеры разрабатывавшихся проявлений Уфимско-Оренбургской меденосной полосы, протягивающейся на 600 км через Республику Башкортостан и уходящей

юго-восточной Оренбурга. Проявления приурочены преимущественно к отложениям биармийского (верха) и татарского отделов ($P_2 - P_3$).

В XVIII – XIX вв. руды месторождений медистых песчаников проплавливались, как сказано выше, на 62 медеплавильных заводах (табл. 1). Заводы выплавляли медь из окрестных рудников:

1) **32 пермских медеплавильных завода** использовали руды Пермской меденосной полосы, действовали с 1630 по 1902 гг. За все время действия получено 5 952 159 пудов меди или 97 449 т (годовая производительность 61 648 пудов или 1 010 т/год);

2) **15 медеплавильных заводов**, расположенных на территориях современных Татарии (11 заводов), Удмуртии (2) и Кировской области (2), переплавляли руды Камско-Вятской меденосной полосы, действовали с 1689 по 1882 гг.; за все время действия выплавлено 582 753 пуда меди, или 9 546 т (годовая производительность 6 866 пудов или 112 т/год);

3) **15 медеплавильных заводов Башкирии** пользовались рудами Уфимско-Оренбургской меденосной полосы (башкирскими и Каргалинских рудников Оренбуржья), действовали с 1732 по 1913 гг.; за все время выплавлено 6 778 979 пудов меди или 111 043 т (при производительности 51 341 пуд/год или 841 т/год).

Таблица 1

Медеплавильные заводы Вятско-Камской, Пермской и Уфимско-Оренбургской меденосных полос по [3, 7]

Название завода	Основание, год	Закрытие, год	Существование, лет	Выплавл. меди за все время, пуд	Производительность, пуд/год
Вятско-Камская меденосная полоса					
Республика Удмуртия					
Бемьшевский	1755	1882	127	130 000	1 024
Варзино-Алексеевский	1760	1823	63	10 503	167
Всего по Удмуртии			190	140 503	1 191
Вятско-Камская меденосная полоса					
Кировская область					
Пыжманский	1763	1805	42	40 395	962
Шурминский	1732	1795	63	45 841	728
Всего по Кировск. обл.			105	86 236	1 689

Название завода	Основание, год	Закрытие, год	Существование, лет	Выплавл. меди за все время, пуд	Производит-сть, пуд/год
Вятско-Камская меденосная полоса					
Республика Татарстан					
Анцубский	1728	1743	15	6 873	458
Берсутский	1749	1806	57	13 429	236
Богословский	1759	1862	103	33 700	327
Елабужский	1725	1735	10	500	50
Ирнянский	1766	1772	6	442	74
Иштеряковский	1751	1850	99	12 484	126
Кукморский	1741	1852	111	50 000	450
Саралинский	1689	1735	46	600	13
Спасский	1762	1767	5	400	80
Таишевский	1743	1851	108	222 633	2 061
Шильвенский	1734	1869	135	14 953	111
Всего по Татарстану			695	356 014	3 986
Итого по полосе			990	582 753	6 866
Пермская меденосная полоса					
Пермский край					
Анинский (к)	1760	1788	28	78 100	2 789
Ашапский	1744	1869	125	204 300	1 634
Балахонцевский	1736	1737	1	81	81
Бизярский	1741	1863	122	1 214 639	9 956
Бымовский	1737	1899	162	368 552	2 275
Висимский	1737	1786	49	83 854	1 711
Григоровский	1630	1634	4	500	125
Давыдовский	1725	1742	17	1 165	69
Добрянский	1754	1794	40	56 295	1 407
Егошихинский	1724	1788	64	159 201	2 488
Иргинский	1728	1769	41	82 151	2 004
Кунгурский	1712	1718	6	400	67
Курашимский	1742	1862	120	1 214 639	10 122
Мазуевский	1711	1712	1	11	11
Мотовилихинский	1738	1863	125	214 700	5 112
Нытвенский	1756	1788	32	38 400	1 200

Название завода	Основание, год	Закрытие, год	Существование, лет	Выплав. меди за все время, пуд	Производит-сть, пуд/год
Пожевский	1758	1786	28	39 200	933
Пыскорский	1724	1820	96	157 000	1 635
Пыскорский 1-й	1635	1657	22	1 000	45
Романовский	1716	1723	7	200	29
Суксунский	1724	1760	36	24 000	667
Таманский	1726	1773	47	21 965	467
Троицкий	1731	1770	39	50 520	1 295
Уинский	1749	1862	113	111 121	983
Хохловский	1757	1777	20	5 000	250
Чермозский	1763	1779	16	9 000	563
Шаквинский	1743	1772	29	35 086	1 210
Шермеитский	1759	1862	103	109 524	1 063
Юговской Верхний	1740	1892	152	661 346	4 351
Юговской Нижний	1736	1902	166	696 154	4 194
Юговской-Кнафский	1732	1872	140	269 687	1 926
Юго-Камский	1748	1793	45	44 368	986
Итого			1 996	5 952 159	61 648
Уфимско-Оренбургская меденосная полоса					
Республика Башкортостан					
Архангельский	1753	1891	138	1 053 125	7 631
Архангельский (Шаранск.)	1754	1809	55	35 000	636
Благовещенский	1757	1899	142	646 400	4 552
Богоявленский	1752	1887	135	135 315	1 002
Верхоторский	1759	1913	154	1 600 000	10 390
Вознесенский	1756	1774	18	44 383	2 466
Воскресенский	1745	1895	150	1 630 000	10 867
Кананикольский	1753	1871	118	349 032	2 958
Коринский	1732	1817	85	38 667	455
Курганский	1763	1768	5	98	20
Покровский	1757	1773	16	32 513	2 032
Преображенский	1750	1909	159	992 600	6 243
Троицкий верхний	1754	1866	112	78 821	704
Троицкий нижний	1760	1862	102	82 901	813

Название завода	Основание, год	Закрытие, год	Существование, лет	Выплавл. меди за все время, пуд	Производит-сть, пуд/год
Усень-Ивановский	1761	1866	105	60 124	573
Итого:			1 494	6 778 979	51 341
Итого по всем полосам			3 680	13 313 891	119 855

Примечания.

1. Заводы часто имели не одно название. Синонимичку не привожу из-за недостатка места.
2. Время существования заводов не означает время их действия. Ежегодно заводы простаивали: весной и осенью из-за распутицы и связанных с этим отсутствием или недостатком подвезенных руд, леса, угля, огнеупоров и флюсов; в связи с отсутствием воды (засушливым летом или зимой – из-за сработки заводских прудов; из-за занятости рабочих на сельхозработах – сенокос и т.п.). Не работали заводы и при форс-мажорах: во время эпидемий, после пожаров или бунтов.

По неполным сведениям, за все время существования медеплавильных заводов Приуралья было выплавлено 13 314 891 пуд или 218 088 т меди. При товарном содержании ее в рудах 2% получим, что для получения такого количества меди необходимо было проплавить 10 904 400 т руды.

Согласно штатам Пермских горных заводов 1826 г. [8] при проходке одной кубической сажени горной выработки в медистых песчаниках извлекалось 1 260 пудов горной массы. При средней мощности рудного слоя 4 вершка (17,6 см) мы получим, что в 1 260 пудах (20,6 т) горной массы находилось 103 пуда (1,7 т) руды. В современных единицах это 18,9 т пустой породы, идущей в отвал, и 1,7 т руды. Таким образом, соотношение весов «руда/пустая порода» в пермских медистых песчаниках равняется 1:11. Получаем, что при 10 904 450 т проплавленной руды соответствующее этому количеству пустой породы, отправленной в отвалы, составит 119 948 950 т (табл. 2).

По результатам съемочных и геолого-поисковых работ 1929-1990-х гг. содержание меди в отвалах колеблется от следов до 10-19%. Разброс значений объясняется тем, что на забое при свечах отбор руд затруднителен. Рудоразборкой занимались на поверхности т.н. «малолеть» – подростки и дети, которых учили искать окисленные медные руды, т.е. песчаники зеленоватых и голубоватых оттенков. Песчаники с сульфидами (главным образом с халькозином) цветом не выделялись и оставались в отвалах, постепенно окисляясь и приобретая яркие цвета. Их малолеты отбирали при повторных разборах тех же отвалов.

Таблица 2

Объемы отвалов медных рудников Вятско-Камской, Пермской и Уфимско-Оренбургской меденосных полос

Полоса, регион	Выплавлено меди, т	Объем проплавленн. руд, т	Объем пустых пород, т
Вятско-Камская, в том числе:			
– Кировская область	1 413	70 650	777 150
– Удмуртия	2 302	115 100	1 266 100
– Татарстан	5 832	291 600	3 207 600
Пермская	97 499	4 874 950	53 624 450
Уфимско-Оренбургская	111 043	5 552 150	61 073 650
Итого	218 088	10 904 450	119 948 950

Наиболее часто констатируемые в отвалах содержания меди находятся в пределах 0,1 – 0,5%. Извлечение меди из таких руд может быть рентабельным при использовании методов выщелачивания [6]. Стоит ли шкурка выделки, можно сказать только после определения количества меди в отвалах. Имея данные в виде объемов отвалов и размаха средних содержаний от 0,1 до 0,5%, сделать это не составит особого труда. Руководствуясь принципом *«надейся на лучшее, но готовься к худшему»*, используем для подсчета ресурсов минимальное содержание меди в породах отвалов, т.е. 0,1% (табл. 3). Цены за тонну меди на Лондонской бирже за пятилетие 2016-2021 гг. колебались от 5 862 до 10 652 американских долларов за тонну. Используя упомянутый принцип, примем цену меди \$ 5 862 (табл. 3).

Таблица 3

Ресурсы меди в отвалах медных рудников Вятско-Камской, Пермской и Уфимско-Оренбургской меденосных полос

Полоса, регион	Объем пород отвалов, т	Ресурсы меди, при сод. 0,1%, т	Стоимость, ресурсов, \$.
Вятско-Камская, в том числе:			
– Кировская область	777 150	777	4 554 774
– Удмуртия	1 266 100	1 266	7 421 292
– Татарстан	3 207 600	3 208	18 805 296
Пермская	53 624 450	53 624	314 343 888
Уфимско-Оренбургская	61 073 650	61 074	358 015 788
Итого	119 948 950	119 949	703 141 038

Перспективы выщелачивания медистых песчаников выглядят еще более привлекательными, если учитывать комплексность руд из них [1,4]. Например, килограмм оксида скандия, наиболее распространенной

примеси в медистых песчаниках Пермского края, стоит на мировом ранке от 3 900 до 4 600 \$/кг. Скандий может стать основным металлом для извлечения, а медь в таком случае пойдет попутным компонентом.

Итак, шкурка, похоже, стоит выделки!

Схема действий представляется, примерно, такой:

1. Работа в архивах и составление кадастра отвалов со схемой расположения старых медных рудников, которых в одном только Пермском крае было, по разным сведениям, от более чем 5 000 до 7 000 с лишним. Привязки этих рудников либо не сохранились, либо выглядят так («*Книга Горная Рудникам 1720 г.*», Пермгеолфонд): «...1) По Большому Югу, от Мазуниной в 10 верстах, вверх по речке на правой стороне, в расстоянии от заводов Ягошихинского – в 100, Юговского – в 40 верстах. 2) По тому же Югу, от вышеописанного места с версту...» И т.п.

2. Заверка на местности с определением координат отвалов, уточнение кадастра и составление необходимого масштаба карт отвалов. Если в степной зоне Оренбуржья это труда не составит (аэрофотосъемка), то в залесенных местах Башкирии, Татарии, Удмуртии, Кировской области и Пермского края помочь могут новые технологии: лидарная съемка с дронов, например.

3. Выщелачивание пород отвалов должно быть централизованным в модульных передвижных перколяторных или автоклавных цехах при дорогах (типа временных асфальтовых заводиков вдоль строящихся или ремонтируемых трасс), куда свозятся породы для выщелачивания меди и попутных компонентов. По мере исчерпания окрестных отвалов или удлинения плеч доставки пород цеха перевозятся в следующие места.

...*Вот в таком вот аксенте!* – как говаривал незабвенный профессор Выбегалло.

Библиографический список

1. *Каширцева М.Ф.* Минералогия и генезис медистых песчаников западного Приуралья и распространение в них цветных металлов, редких и рассеянных элементов. Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. М., 1956.
2. *Лурье А.М.* Меденосность осадочного чехла Русской платформы // Рудоносность Русской платформы. М., Наука, 1965.
3. *Металлургические заводы Урала XVII-XIX вв.* Екатеринбург, Академкнига, 2001.
4. *Нечаев Ю.А.* Пермские медистые песчаники как комплексные руды // Бюллетень научно-технической информации Министерства геологии и охраны недр, 1960, № 4 (28). Госгеолтехиздат.
5. *Сементовский Ю.В.* Условия образования месторождений минерального сырья в позднепермскую эпоху на востоке Русской платформы. Казань, Татиздат, 1973.

6. Харитонов Т.В. О необходимости ревизии и инвентаризации отвалов старых медных рудников // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. Сборник научных статей. Вып. 14. Пермь, ПГУ, 2011.
7. Харитонов Т.В. Пермская медь. Обзор опубликованных и фондовых источников. Аннотированный библиографический указатель. Издание второе, исправленное и дополненное. Пермь, ПГНИУ, 2018. Электронный ресурс.
8. Штаты и положения для Пермских горных заводов. СПб., 1826.
9. Яговкин И.С., Разумовский Н.К. Медистые песчаники Западного Приуралья // Труды ВГРО, вып. 188. М., 1932.

PLANTS OF THE URALS OF THE 18TH-19TH CENTURIES,
WORKING ON CUPROUS SANDSTONE ORES, AND DUMPS OF
THEIR MINES.

T.V. Kharitonov

haritt@mail.ru

For the first time, information has been brought together about old copper smelters in the Western Urals and the Volga region, which worked on cuprous sandstones, their production and the volume of mine dumps that provided the factories with copper ores. The resources and the cost of copper in the dumps have been calculated.

Key words: leaching, copper smelter, cuprous sandstone, copper, dumps, mine, Urals.

УДК 550.428

И.И. Чайковский^{1,2}, Т.В. Федоров^{1,2}

¹Горный институт УрО РАН, г. Пермь

²Пермский государственный национальный
исследовательский университет, г. Пермь

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД ЮЖНО- ПЕРМСКОЙ МЕДЕНОСНОЙ ПЛОЩАДИ

Проведено исследование 11 проб песчаников, аргиллитов, известняков с медепроявлениями п. Юг и Н. Ляды Пермского района методом ICP-MS. Установлено, что оруденелые породы относительно безрудных обогащены Cu, Ag, Au, Cd, V, Os, Ru, Rh. Анализ полученных результатов позволил показать, что уфимские отложения Среднего Приуралья вполне сопоставимы с татарскими Оренбургского Предуралья, отличаясь от них большей долей в петрофонде области сноса основных и кислых пород. Высказано предположение, что часть пермской меди переносилась в виде ванадатов, а оренбургской – в составе хроматов в сильно окислительных условиях. Низкие содержания легких РЗЭ в сопутствующих аргиллитах, а также низкие содержания титана во всех осадочных породах дают основание предполагать, что области сноса терригенного материала были охвачены существенными гипергенными изменениями.

Ключевые слова: пермские медистые песчаники, геохимия.

DOI: 10.17072/chirvinsky.2022.287

Несмотря на длительную историю разработки и исследования медистые песчаники Приуралья изучены весьма неудовлетворительно [3], что связано с отсутствием крупных скоплений и низкими содержаниями меди. Однако исследование попутных примесей, которые современными методами на территории Пермского края не определялись, может помочь раскрыть возможные механизмы формирования оруденения и иметь как научный, так и практический интерес.

Медистые песчаники Приуралья слагают две полосы [2]. Первая, Пермская, приуроченная к выходам шешминской свиты уфимского яруса, состоит из Березниковской и Южно-Пермской меденосных площадей. Вторая, Вятско-Оренбургская, связанная с породами казанского и татарского ярусов, включает Привятскую, Альметьевскую, Белебеевскую, Федоровско-Стерлибашевскую, Салмышскую, Каргалинскую, Красноярскую, Островнинско-Вязовскую, Сакмаро-Дмитриевскую, Гирьяльскую, Ключевскую и Карагаштинскую меденосные площади.

В качестве объектов для исследования были выбраны Юговский и Ново-Лядовский участки, расположенные в пределах Южно-Пермской меденосной площади (рис. 1). Для сравнения использованы современные геохимические данные, полученные по рудным и вмещающим породам татарского яруса медепроявления у п. Яровой Оренбургского Приуралья [1].

В п. Юг опробованный интервал разреза шешминской свиты представляет собой протяженный скальный уступ с устьем заброшенной штольни, где толща сероцветных песчаников перекрыта вишневыми аргиллитами с горизонтами карбонатных стяжений. Медная (малахит-азуритовая) минерализация образует линзовидные участки в песчаниках, приуроченные к крупным углистым скоплениям и мелким линзам аргиллита.

Второй изученный объект с медной минерализацией представлен придорожным карьером в 2 км южнее п. Новые Ляды. Здесь над сероцветными песчаниками с рассеянным углистым материалом и горизонтом стяжений известняка залегают вишневые алевроаргиллиты. Рассеянная медная минерализация с малахитовой вкрапленностью в карбонатном цементе характерна для нижней части толщи песчаников. Выше по разрезу над ними развит горизонт вторичного обогащения малахитом и гидроксидами железа, а еще выше – песчаники с выщелоченным карбонатным цементом.

Для исследования отобраны все литологические разности, включая рудные и безрудные. Содержания малых элементов определялись масс-спектрометрическим методом (ICP-MS) в секторе наноминералогии ПГНИУ, аналитики Пузик А.Ю. и Волкова М.А.

Нормирование содержаний малых элементов исследованных пород уфимского яруса на кларк земной коры и их сопоставление с рудными и рудовмещающими породами Оренбургского Приуралья [1] позволяет отметить следующее (рис. 2). Все изученные породы (песчаники, алевроаргиллиты, аргиллиты и известняки) характеризуются схожим характером распределения элементов: существенно обеднены Ti, Rb, Cs, Nb, Zr, обогащены Cu, Ag, Au, Cd, V.

По сравнению с оренбургскими песчаниками, исследованные породы обеднены хромом, титаном, а также относительно обогащены некоторыми сидерофильными и литофильными элементами: Li, Be, Sc, V, Co, Ba, Hf.

На парных графиках зависимости видно (рис. 3), что при переходе от вмещающих пород к рудным оренбургские песчаники обогащаются Cr, Ni и Ag, а пермские – Ag и иногда Au (п. Юг).

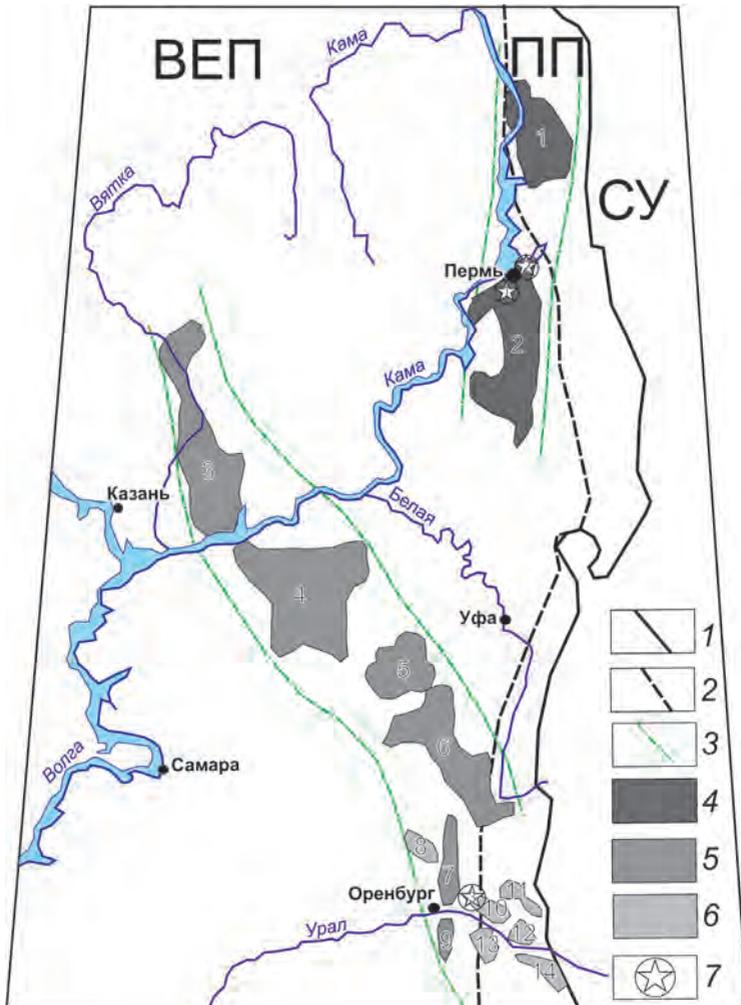


Рис. 1. Схема распространения медистых песчаников Предуралья по [1]: 1 – западная граница складчатого Урала (СУ); 2 – западная граница Предуральского прогиба (ПП), 3 – полосы меденосности с меденосными площадями (1 – Березниковская, 2 – Южно-Пермская, 3 – Привятская, 4 – Альметьевская, 5 – Белебеевская, 6 – Федоровско-Стерлибашевская, 7 – Салмышская, 8 – Каргалинская, 9 – Красноярская, 10 – Островнинско-Вязовская, 11 – Сакмаро-Дмитриевская, 12 – Гирьяльская, 13 – Ключевская, 14 – Карагаштинская); 4–6 – площади развития медистых отложений различного возраста (4 – уфимского яруса, 5 – казанского яруса, 6 – татарского яруса), 7 – места отбора проб (1 – Юг, 2 – Н. Ляды) и положение проявления у п. Ярочной (3) по [1]

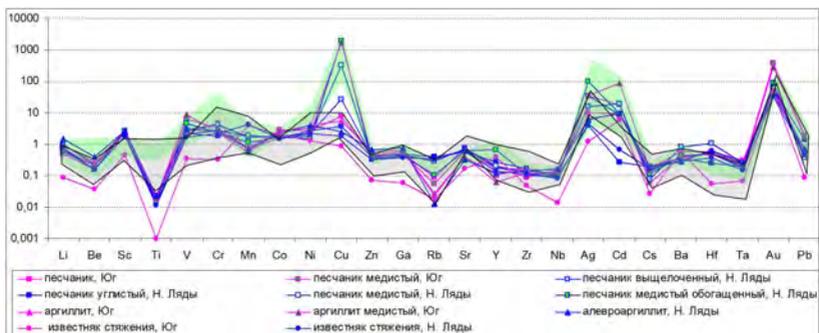


Рис. 2. Содержания элементов, нормированные на кларк земной коры [4]. Зеленым цветом показаны вариации состава медистых песчаников п. Яровой, серым – рудовещающих по [1]

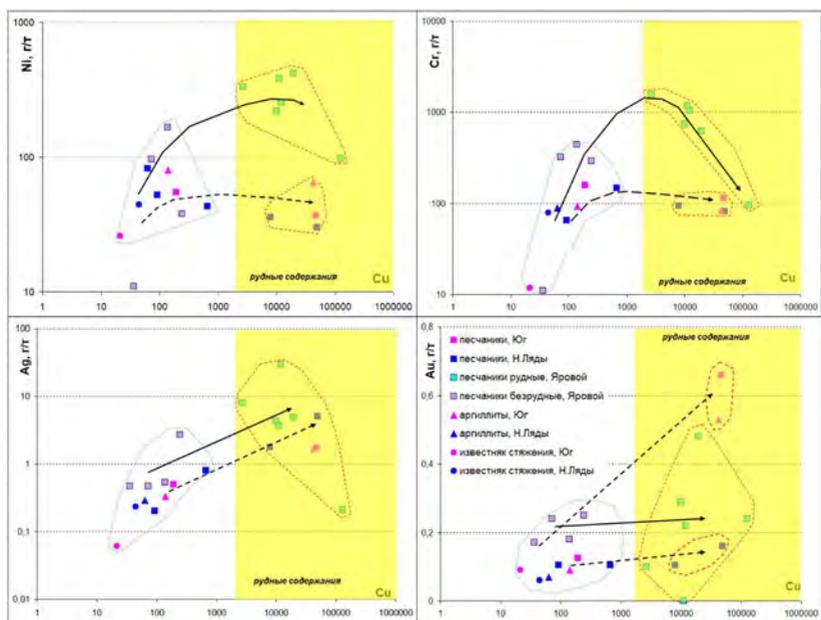


Рис. 3. Сопоставление содержания некоторых элементов при переходе от безрудных пород к рудным. Стрелками показаны тренды изменения состава

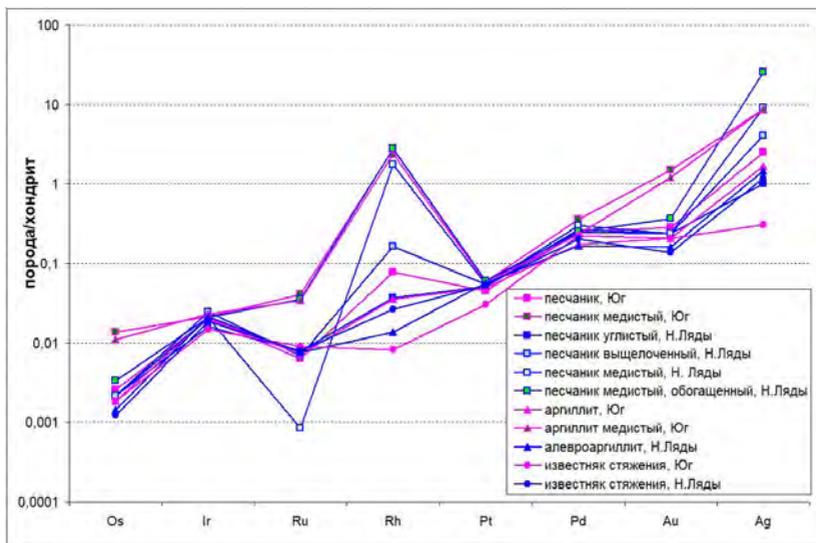


Рис. 4. Распределение содержаний благородных металлов, нормированных на углистый хондрит CI [4]

Распределение благородных элементов характеризуется постепенным ростом содержаний от тугоплавких к легкоплавким (рис. 4). Для медистых пород характерны более высокие содержания осмия, рутения и особенно родия по сравнению с безрудными.

Характер распределения редкоземельных элементов позволяет показать (рис. 5), что алевроаргиллиты и аргиллиты обеднены легкими элементами по сравнению с песчаниками.

Таким образом, как для пород уфимского яруса Среднего Приуралья, так и для татарского Оренбургского Приуралья характерны в целом близкие содержания малых элементов, что может говорить об их формировании за счет единого Уральское горноскладчатого сооружения.

Обогащенность оренбургских пород хромом и никелем, а пермских сидерофильными (V, Co) и литофильными (Li, Be, Sc, Ba, Hf) элементами свидетельствует о более широком распространении ультраосновных пород на юге, а основных и кислых – на севере. Это отражается и на повышенном содержании легкоплавких благородных металлов.

Ассоциация меди с хромом на юге и ванадием на севере меденосных полос может говорить о миграции части металла в виде хроматов и ванадатов, соответственно, в сильно окислительных условиях.

Низкие содержания титана в среднеуральских терригенных

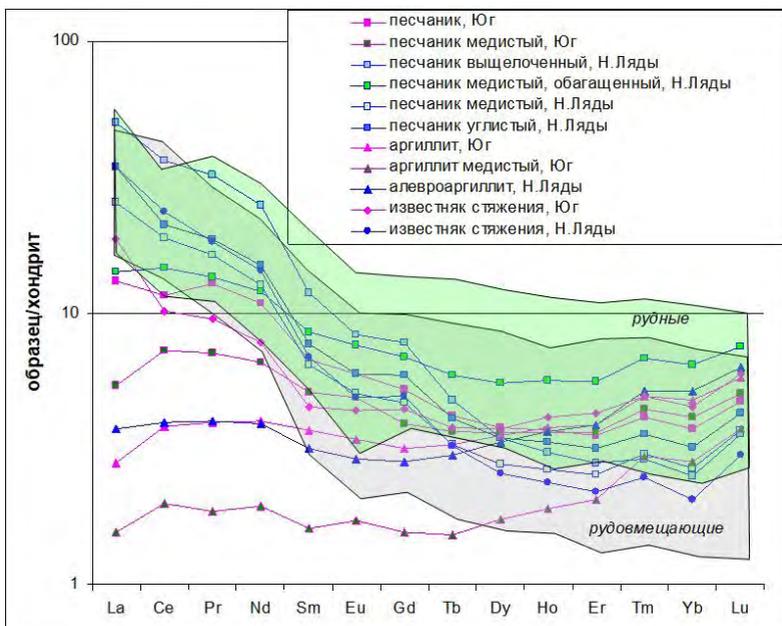


Рис. 5. Вариации содержаний редкоземельных элементов, нормированных на углистый хондрит С1 [4]. Зеленым цветом показаны вариации состава медистых песчаников п. Яровой, серым – рудовмещающих по [1]

породах относительно кларка, наряду с повышенными содержаниями ванадия, могут указывать на их разделение в процессе существенного гипергенного изменения: накопление титана в коре выветривания и переходе ванадия в подвижную форму. Низкие содержания легких редкоземельных элементов, которые активно выщелачиваются в зоне гипергенеза, в аргиллитах и алевроаргиллитах подтверждают их связь со зрелыми корами выветривания.

Показано, что исследованные медистые песчаники специализированы на серебро, кадмий, золото и относительно обогащены металлами платиновой группы (Os, Ru, Rh), что повышает их экономическую привлекательность.

Исследование выполнено при финансовой поддержке Министерства науки и образования РФ в рамках соглашения по государственному заданию №075-03-2021-374 от 29.12.2020 (рег. № НИОКТР АААА-А18-118040690031-5).

Библиографический список

1. Волков А.В., Новиков И.А., Разумовский А.А., Мурашов К.Ю., Сидорова Н.В. Геохимические особенности и условия образования медистых песчаников Оренбургского Предураля // Литосфера, 2018 № 18(4), с. 593-606. DOI:

10.24930/1681-9004-2018-18-4-593-606

2. *Феоктистов В.П.* Прогнозная оценка восточной части Русской платформы на гидрогенное медное оруденение // Руды и металлы, 2000, № 4.

3. *Харитонов Т. В.* Пермская медь: обзор литературы, аннотированный библиографический указатель – Пермь, ЕНИ ПГНИУ, 2016. 1098 с.

4. *Taylor S.R. and McClennon S.M.* The Continental Crust: Its Composition and Evolution, Blackwell, Oxford, 1985. 312 p.

GEOCHEMICAL FEATURES OF THE ROCKS OF THE SOUTH PERMIAN CUPROUS AREA

I.I. Chaikovskiy, T.V. Fedorov

ilya@mi-perm.ru

A study of 11 samples of sandstones, mudstones, limestones from copper occurrences in the villages of Yug and N. Lyady, Perm region, was carried out using the ICP-MS method. It was found that the instrumental rocks are relatively barren, enriched in Cu, Ag, Au, Cd, V, Os, Ru, Rh. An analysis of the results obtained made it possible to show that the Ufa deposits of the Middle Urals are quite comparable with the Tatar deposits of the Orenburg Cis-Urals, differing from them in a larger share in the petrofund of the area of demolition of basic and felsic rocks. It was suggested that some of the Permian copper was transported in the form of vanadates, and the Orenburg copper - in the composition of chromates under strongly oxidizing conditions. The low contents of light REEs in the accompanying mudstones, as well as the low contents of titanium in all sedimentary rocks, suggest that the areas of drift of clastic material were covered by significant weathering changes.

Keywords: Permian cuprous sandstones, geochemistry.

В.А. Шестакова

Пермский государственный национальный
исследовательский университет, г. Пермь

ЗОЛОТО В СУЛЬФИДАХ ОКВАРЦОВАННЫХ ПОРОД ИВДЕЛЬСКОГО РОССЫПНОГО РАЙОНА

Рассматриваются формы нахождения золота в сульфидах кварцевых пород Ивдельского района (Северный Урал). Приводятся результаты электронно-микроскопического изучения образца кварцевой породы с включениями сульфидов, содержащих золото.

Ключевые слова: золото, сульфиды, Ивдельский район.

DOI: 10.17072/chirvinsky.2022.294

Введение. Золото давно привлекало внимание исследователей в силу своих неординарных свойств и большого практического значения. Значительная масса золота в земной коре относится к категории тонкодисперсного, с размером частиц от долей микрометра до 10 мкм. Тонкодисперсное золото в непромышленном количестве распространено очень широко в различных изверженных, осадочных и метаморфических породах, также оно образует промышленные концентрации в сульфидах и кварце. В некоторых месторождениях его содержание достигало 0,1%. Промышленное значение тонкодисперсного золота резко увеличилось благодаря открытиям в разных районах мира протяженных минерализованных зон, содержащих ультрамелкие вкрапления золота и золотосодержащих минералов. В последнее время всё большую роль приобретают месторождения золото-углеродисто-сульфидной формации, в которых золото находится в тонкодисперсном и "невидимом" состоянии.

Существование тончайших "невидимых" частиц золота в сульфидах предполагалось еще в XIX веке, но интерес к ним усилился лишь в тридцатые годы прошлого столетия в связи со значительными потерями при извлечении золота. Именно из-за больших потерь металла при флотации сульфидных руд появились термины "упорное", или "связанное" золото. Вследствие этого исследователи стали интересоваться его формой нахождения в сульфидах. Главными объектами изучения на первом этапе служили колчеданные руды, в которых основная часть золота "невидима" [1].

Под термином "невидимое золото» подразумевается дисперсная, локально- или полностью равномерно распределенная форма элемента с размерами частиц за пределами возможностей традиционной оптической микроскопии.

Проблема формы нахождения "невидимого" золота в сульфидах продолжает вызывать повышенный интерес исследователей, поскольку видимое золото не отражает действительной картины рудообразования и истинных содержаний элемента. Между тем, несмотря на детальность, многочисленность и высокий уровень исследований в области геохимии золота, до сих пор нет полной ясности как в вопросе о распределении данной формы по отдельным минералам-носителям, так и о самой ее природе. В генетическом аспекте представляется перспективной возможность использования "невидимого" золота в качестве индикатора оруденения. С практической точки зрения, оценка вновь открываемых месторождений, подсчет запасов не могут не учитывать взаимосвязь типа месторождения с формой нахождения золота [1].

Объект и методика исследования. Объектом исследования является образец золотоносной окварцованной породы Ивдельского района Северного Урала. Минеральный состав образца представлен кварцем с включениями сульфидов. Среди сульфидов преобладают пирит и арсениопирит, реже присутствует халькопирит. Всего было сделано 5 микрофотографий и 7 микрозондовых анализов.

Изучение золота в сульфидах проведено на сканирующем электронном микроскопе JSM 6390LV (фирмы Jeol, Япония) с энергодисперсионным спектрометром (INCA Energy 350) в Центре коллективного пользования и на кафедре минералогии и петрографии ПГНИУ.

Результаты исследования. Зёрна пирита (рис. 1а) обычно неправильной формы, размеры от 40 до 85 мкм. Характерно микропористое строение.

Арсениопирит представлен призматическими зёрнами (рис. 1б-д) размером от 10 до 90 мкм в виде включений в кварце. Часто присутствуют микропоры и микротрещины. Некоторые зёрна арсениопирита образуют сростания с пиритом.

Анализ результатов микрозондового анализа (табл.) свидетельствует о том, что в пирите в качестве примесей присутствуют кобальт, никель и медь, но отсутствует золото.

В арсениопирите содержание золота варьирует от 0,22 до 0,30 мас.%. Из всех включений минералов в кварце, золото было обнаружено только в некоторых зёрнах арсениопирита. Наивысшие концентрации наблюдаются в зёрнах неправильной формы.

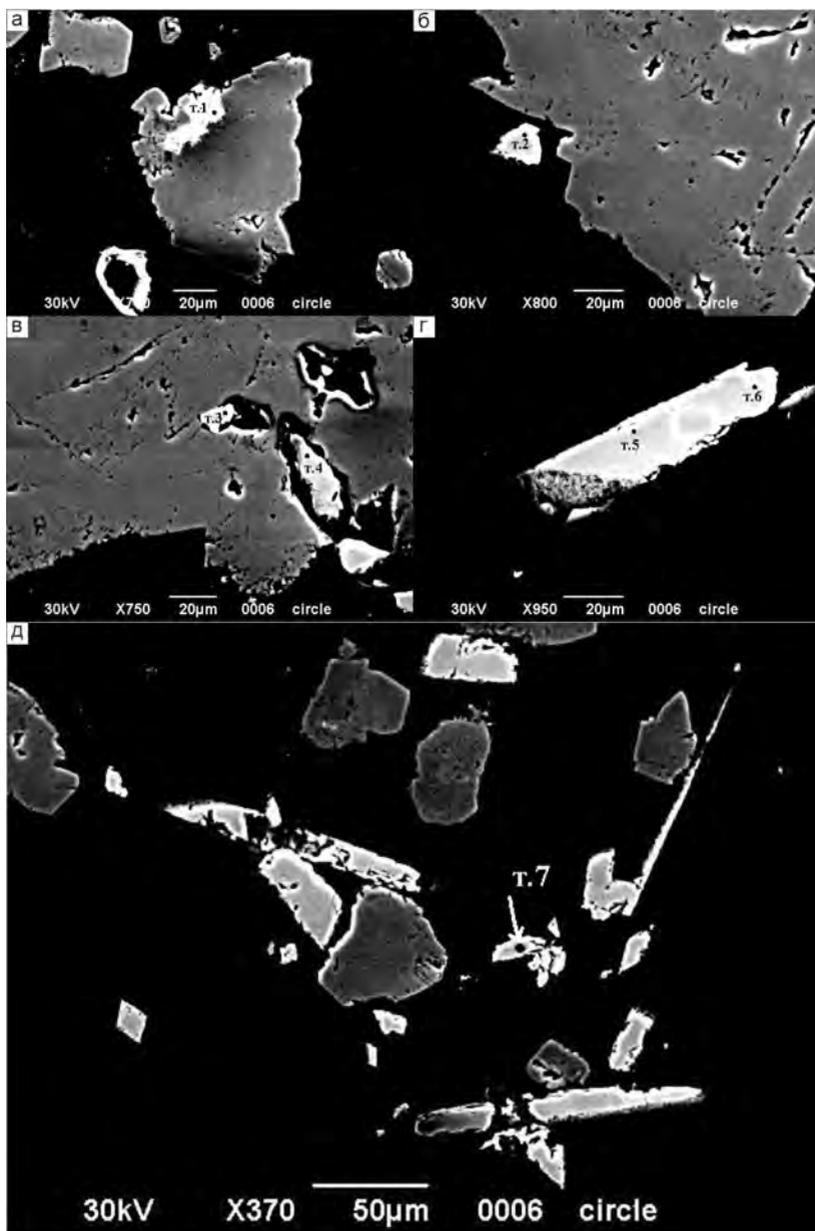


Рис. 1. Микрофотографии зерен сульфидов в изученных пробах; а – пирит, б–д – арсенипирит (светлое) и пирит.

Полученные результаты соответствуют данным литературных источников о том, что наибольшие концентрации золота наблюдаются в арсенопирите. Это делает арсенопирит и в целом сульфиды объектами особого внимания.

Таблица

Химический состав зёрен, масс. %

Элемент	Номер анализа						
	1	2	3	4	5	6	7
Fe	44,78	35,99	36,41	36,55	35,62	36,30	35,53
As	2,42	40,03	40,52	39,25	39,97	39,16	41,43
S	52,19	23,59	22,88	23,91	24,17	24,54	22,82
Au	–	0,28	–	0,30	0,24	–	0,22
Ag	–	–	0,09	–	–	–	–
Sb	–	0,10	0,10	–	–	–	–
Co	0,12	–	–	–	–	–	–
Ni	0,26	–	–	–	–	–	–
Cu	0,22	–	–	–	–	–	–

Библиографический список:

1. Бугаева Н.Г. Тонкодисперсное («невидимое») золото в сульфидах: экспериментальное исследование механизмов формирования, Ин-т геохимии им. А. П. Виноградова СО РАН, 2008. 22 с.

**GOLD IN SULFIDES OF QUARTZED ROCKS IN IVDELSKY
PLACER AREA
V.A. Shestakova**

The forms of gold occurrence in the sulfides of the Ivdelsky district (the Northern Urals) are considered. The results of electron microscopic examination of a quartz rock sample with sulfide inclusions are presented.

Keywords: gold, sulfides, Ivdel district.

А.Р. Юркина, Е.Е. Кожевникова
Пермский государственный национальный
исследовательский университет, г. Пермь

ЗАЛЕЖИ УГЛЕВОДОРОДОВ НЕКЛАССИЧЕСКИХ ПОРОД- КОЛЛЕКТОРОВ

Нефтегазаность нетрадиционных коллекторов менее распространена и мала по сравнению с карбонатными и обломочными коллекторами, однако разработка таких месторождений целесообразна, так как встречаются уникальные и высокодебитные месторождения со значительными запасами нефти и газа, способные на протяжении многих десятков лет функционировать в фонтанном режиме. В статье рассмотрены особенности строения фундамента и образования залежей углеводородов на примере месторождения Белый тигр.

Ключевые слова: нетрадиционные породы коллекторы, месторождение «Белый тигр», осадочно-миграционная теория, гранитоиды.

DOI: 10.17072/chirvinsky.2022.298

Вся мировая практика успешных нефтегазопроисловых работ основана на органической (биогеенной) теории происхождения нефти. В соответствии с классической моделью нефти в фундаменте быть не должно, поскольку непосредственно в породы фундамента под осадочные слои невозможно проникновение органических остатков. Однако во многих странах зафиксированы случаи нахождения значительных запасов нефти и газа в кристаллическом фундаменте. Каковы причины образования залежи в фундаменте?

Одним из главных факторов является то, что нефтегазовые месторождения, образованные в фундаменте, часто находятся в сильно трещиноватых кварцитах или гранитах, так как они хрупкие и поэтому подвергаются большому разрушению. Такие месторождения вызывают серьезный интерес у геологов всего мира в связи с тем, что залежи углеводородов в фундаменте характеризуются огромной пластовой энергией, позволяющей вести добычу нефти продолжительное время в фонтанном режиме.

Но в мире обнаружена только небольшая часть залежей нефти и газа в фундаменте, ввиду того, что не до конца понятен механизм их образования. Наиболее изученным является южный шельф Вьетнама, где расположено высокодебитное месторождение «Белый тигр». На

примере месторождения Белый тигр рассмотрим залежи в нетрадиционных коллекторах.

Самое крупное нефтяное месторождение на южном шельфе Вьетнама, обеспечившее развитие нефтедобычи Вьетнама является «Белый тигр». Находится в пределах Меконгской впадины Зондского шельфа [5] на Центральном поднятии бассейна Кылуонг в блоке 09 (рис. 1).

Геологическое строение месторождение очень сложное ввиду многочисленных разрывных нарушений [3]. В ходе тектонических подвижек сформированы вертикальные, наклонные трещины и система

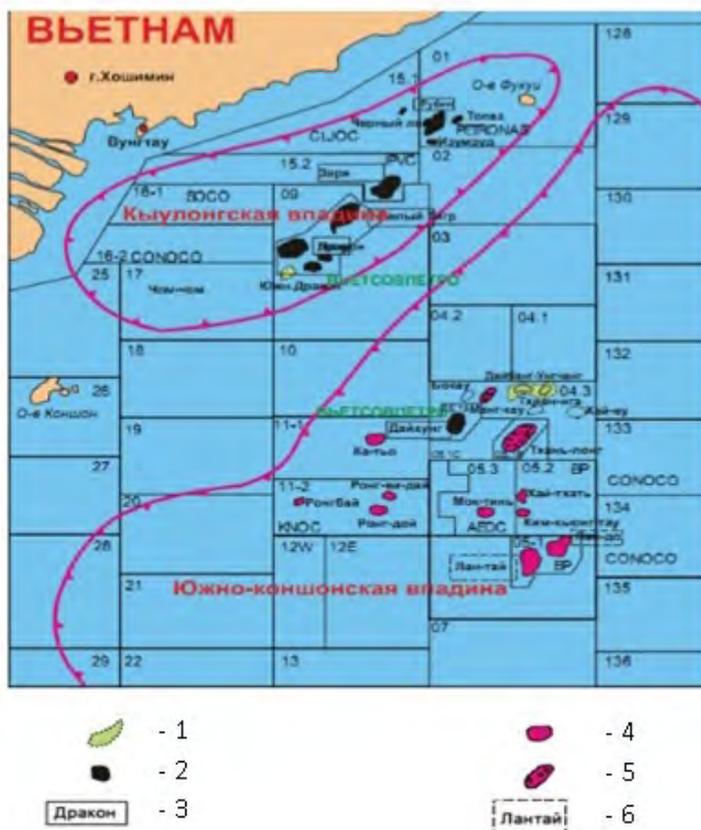


Рис. 1. Обзорная карта района на шельфе юга Вьетнама [5]

Условные обозначения: 1 – перспективные структуры; 2 – нефтяные месторождения; 3 – разрабатываемые; 4 – газовые месторождения; 5 – нефтегазовые месторождения; 6 – подготовленные месторождения

субгоризонтальных трещин [7], образующихся на границах пластовых тел с разным сопротивлением механическому разрушению (рис.2.).

Геологический разрез месторождения представлен докайнозойскими магматическими полнокристаллическими породами фундамента (ТЗ-КЗ) и вышележащими терригенными породами осадочного чехла палеоген-четвертичного возраста (рис.3.).

Залежь в гранитоидном фундаменте является массивно - блоковой. Покрышкой для залежей нефти служат глины и аргиллиты верхнего и нижнего олигоцена. Коллекторы имеют сложное строение, ввиду воздействию вторичных процессов, которые сформировали в них пустотное пространство и превратили в коллекторы порово- и каверно-трещинного типа. УВ месторождения обладают свойствами: нефть - высоковязкая, с большим содержанием парафина и низким содержанием серы; газ обладает высокой способностью теплоотдачи и преимущественно метановый [6]. В настоящее время разработка месторождения находится на второй стадии разработки, характеризуется падением темпов добычи нефти и повышением обводнённости скважиной продукции (табл.).

Изучением вопроса о происхождении нефтяной залежи в гранитном массиве кристаллического фундамента ученые занимались на протяжении длительного времени, разрабатывали и проверяли разные гипотезы. Большинство исследователей, работающих в этом регионе, придерживаются мнения о латеральной миграции нефти из осадочной

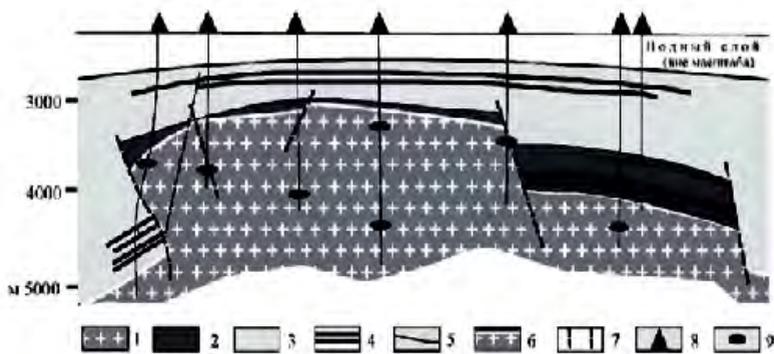


Рис. 2. Схематический поперечный профиль месторождения Белый Тигр [1]
Условные обозначения: 1 - гранитный фундамент; 2 - 3 - осадочный чехол: 2 - олигоцен, 3 - неоген; 4 - нефтеносные горизонты; 4 - проявления нефти; 5 - граница олигоцена и миоцена; 6 - поверхность фундамента; 7 - разломы; 8 - местоположение буровых скважин; 9 - проявления нефти в гранитах

олигоценовой толщи, в трещиноватые зоны выступов фундамента. Основанием для этого служат идентичность состава и свойств нефти из отложений олигоцена и пород фундамента, а также исследования геохимических биомаркеров, подтвердивших их генетическое родство.

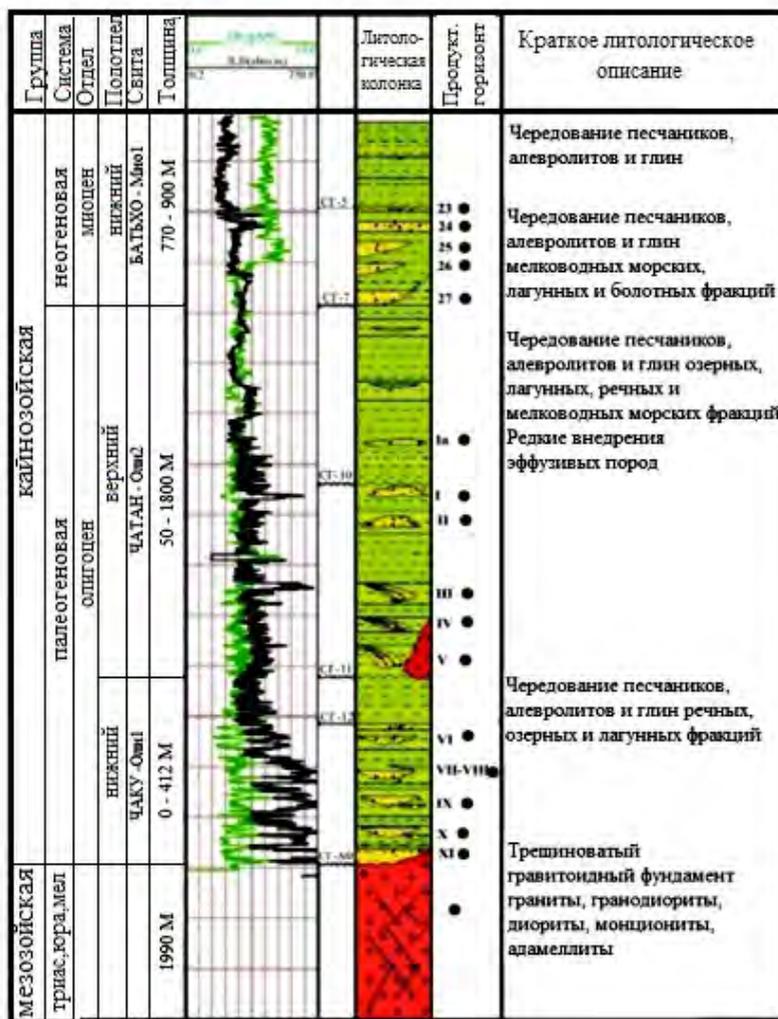


Рис.3. Сводный литолого – стратиграфический разрез месторождения «Белый тигр» [4]

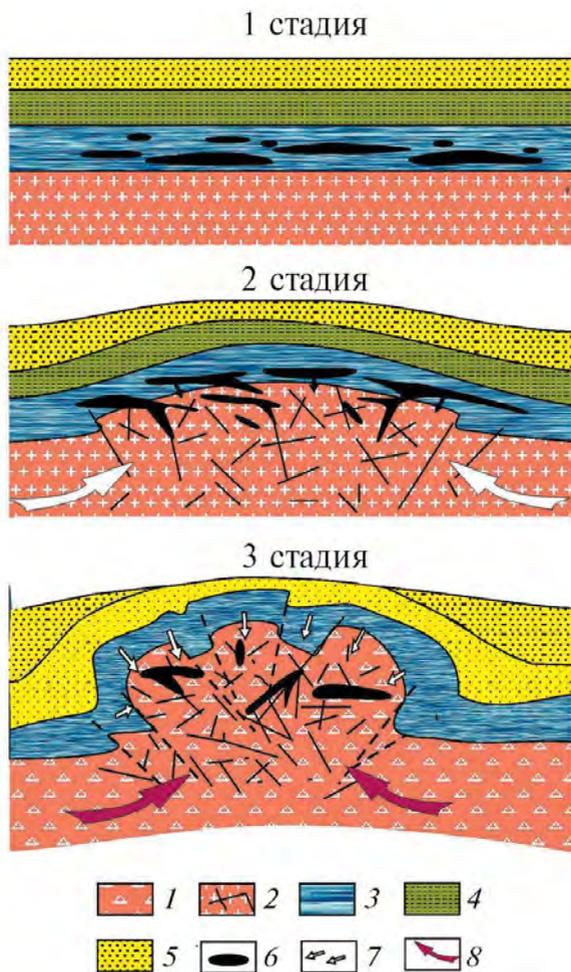


Рис. 4. Модели формирования скоплений углеводородов в теле гранитных протрузий [2]

Условные обозначения: 1 стадия – формирование плитного чехла, включающего горизонты нефтематеринских пород; 2 стадия – начало роста кристаллической протрузии, первичное перераспределение углеводородов; 3 стадия – оформление кристаллической протрузии, перераспределение углеводородов и образование залежи. 1 – граниты; 2 – дезинтегрированные граниты; 3 – 5 – отложения чехла; 3 – нефтематеринская толща, 4 – отложения непроницаемой покрышки, 5 – отложения чехла; 6 – скопления углеводородов; 7 – направление движения углеводородов; 8 – направление катакластического течения пород фундамента

Таблица

Характеристики нефти на месторождении «Белый тигр» [6]

Глубина, м	Тип коллектора	Плотность		% S	Доля парафина, %	Q, м ³ /сут	Газонасыщенность, м ³ /м ³	Доля CO ₂ , %	Коеф. сжимаемости
		В пласте	На поверхности						
2990-3020	терригенные	0,73	0,86	0,085	18,4	50	100	0,12	17,8
3060-3090	..	0,73	0,86	0,095	18,4	50	100	0,12	17,8
3090-4220	..	0,64	0,83	0,095	18,4	470	7150	0,02	26,9
4220-4270	..	0,64	0,83	0,095	18,4	470	7150	0,02	26,9

Образование залежи в кристаллическом фундаменте связано с тектонической деятельностью и гидротермальными процессами. Трещинообразование является главной причиной формирования зон проницаемости в породах фундамента. В таких породах на больших глубинах можно встретить залежи УВ, данный регион перспективен для дальнейших поисков месторождений нефти и газа. На рисунке 4 изображена модель формирования скоплений углеводородов в теле гранитных протрузий из осадочного чехла.

Таким образом, образование залежи в фундаменте на глубине свыше 3 км [1] связано с латеральной миграцией нефти из осадочной олигоценовой толщи, в трещиноватые зоны выступов фундамента. Поскольку трещинообразование является главным механизмом, формирующим зоны проницаемости в породах фундамента, и в этих породах на больших глубинах можно встретить огромные залежи УВ, то необходимо не бросать истощенные месторождения, а продолжать там поиск более глубоких месторождений.

Библиографический список

1. Арешев Е.Г., Гаврилов В.П., Донг В.П. и др. Геология и нефтегазоносность фундамента Зондского шельфа / М.: Нефть и газ, 1997.
2. Геотектоника. Кристаллические протрузии как типовая структурно-тектоническая модель интрагранитных залежей углеводородов [Электронный ресурс]. - URL: <https://journals.eco-vector.com/0016-853X/article/view/14395/pdf> (дата обращения 20.11.2021)
3. Кошляк В.А. Гранитоидные коллекторы нефти и газа. - Уфа: Изд-во «Тау», 2002. - 256 с.
4. Механизм образования искусственного контакта нефть-вода в фундаменте нефтяного месторождения «Белый Тигр» (Вьетнам) [Электронный ресурс]. - URL: <http://earchive.tpu.ru/bitstream/11683/47287/1/TPU522549.pdf> (дата обращения 20.11.2021)

5. НИПИморнефтегаз. Уточненная технологическая схема разработки и обустройства месторождения «Белый тигр» (2012г.). - М.:СП «Вьетсовпетро», 2012. - 750 с.
6. Серебренникова О.В., Ву Ван Хай, Ю.В. Савиных, Н.А. Краснаярова. Генезис нефтей месторождения Белый Тигр (Вьетнам) по данным о составе насыщенных ациклических углеводородов: Известия ТПУ, 2012г., Т 320 №1.
7. Тимурзиев А.И. Анализ трещинных систем осадочного чехла и фундамента месторождения Белый тигр (Вьетнам) [Электронный ресурс]. – URL: <https://cyberleninka.ru/article/n/analiz-treschinnyh-sistem-osadochnogo-chehla-i-fundamenta-mestorozhdeniya-belyu-tigr-vietnam> (дата обращения 26.11.2021)

DEPOSITS OF HYDROCARBONS OF NON-CLASSICAL RESERVOIR-ROCKS

F.R. Yurkina, E.E. Kozhevnikova
yurkina2016@mail.ru

The oil and gas content of unconventional reservoirs is less widespread and small compared to carbonate and clastic reservoirs, however, the development of such fields is expedient, since there are unique and high-rate fields with significant oil and gas reserves that can function in a gusher mode for many years. The article discusses the features of the basement structure and the formation of deposits in the sample of the White Tiger deposit.

Keywords: unconventional reservoir rocks, “White Tiger” deposit, sedimentary-migration theory, granitoids.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Авакян А.А. <i>О кристаллизации стибнита из водных растворов сероводорода и о составе этих растворов</i>	3
Бачурин Б.А. <i>Геохимические особенности состава керогена солей Верхнекамского месторождения</i>	11
Бубнова М.В., Чайковский И.И., Чиркова Е.П. <i>Полиминеральные конкреции соляно-мергельной толщи Соликамской впадины</i>	18
Бузмаков В.Н., Володина Ю.В. <i>Титаномагнетитовые месторождения как перспективная сырьевая база металлургии Урала (на основе опыта разработки качканарской группы месторождений)</i>	27
Воронцов П.Ю. <i>Влияние вещественного состава руд и вмещающих пород на процесс добычи и выщелачивания урана методом подземного скважинного выщелачивания (ПСВ) на месторождениях пластово-инфильтрационного типа</i>	34
Голдырев В.Н., Наумов В.А., Хусаинова А.Ш. <i>Бурожелезняковые образования – косвенный поисковый признак золотой эпitherмальной минерализации</i>	46
Дворник Г.П., Имамутдинов Е.В. <i>Распределение содержания золота и серебра в рудах Андреевской и Альинской минерализованных даек гранитоидов Березовского месторождения</i>	55
Денисова Ю.В. <i>Цирконий-гафниевый индикатор для пород Бадьяюского массива (Приполярный Урал)</i>	64
Зинчук Н.Н. <i>О древних алмазах в россыпях</i>	68
Зинчук Н.Н., Зинчук М.Н. <i>О специфике и продуктивности обогащенных слюдами кимберлитов</i>	85
Ибламинов Р.Г. <i>Региональная литология как основа детальных палеотектонических реконструкций и прикладной геологии</i>	101
Килин Ю.А., Минькевич И.И., Шардаков И.Н., Шутов П.В. <i>Гидрохимические исследования развития карста Чусовского мыса в зоне влияния водохранилища</i>	116
Ковальчук Н.С., Шумилова Т.Г. <i>Минерагеническая специфика черных сланцев окружения Яйюского магматического комплекса, Полярный Урал</i>	123
Коврижных С.Б. <i>Эволюция гидросети как фактор формирования россыпей золота в пределах Вишерско-Висимской депрессии на Западном Урале</i>	128

Копылов И.С. <i>Битуминологические показатели перспектив нефтегазоносности на западе Сибирской платформы</i>	133
Копылов И.С. <i>Гидрогеохимические показатели зоны гипергенеза Тунгусского бассейна и их нефтегеологическое значение</i>	141
Коротченкова О.В. <i>Аутигенное минералообразование в кровле глинисто-ангидритовой толщи Верхнекамского месторождения солей (Изверский участок) ...</i>	148
Мельничук О.Ю. <i>Микротрещины в верхедевонских песчаных породах Кодинского блока Алапаевско-Теченской зоны (средний сегмент Восточно-Уральской мегазоны).....</i>	154
Мустафин С.К., Бадретдинов Р.Ф. <i>Комплексные инженерно-геологические изыскания на объекте строительства речного перехода нефтепровода методом горизонтально-направленного бурения.....</i>	161
Мустафин С.К., Трифонов А.Н., Анисимова Г.С., Стручков К.К. <i>Ртутная безопасность в контексте прогнозирования, оценки и мониторинга геолого-экологических рисков недропользования</i>	171
Наумов В.А., Наумова О.Б., Брюхов В.Н., Голдырев В.В., Голдырев В.Н., Плюснина К.И. <i>Природоподобные технологии на пути освоения техногенно-минеральных образований.....</i>	181
Осовецкий Б.М. <i>Актуальные проблемы наноминералогии</i>	188
Пактовский Ю.Г. <i>Проблема алмазоносности помянённовской свиты (южное Притиманье, Пермский край)</i>	199
Потапов С.С., Паршина Н.В., Лютов В.П., Филенко Р.А. <i>Результаты исследования минерального состава предполагаемого метеорита Яблоновый.....</i>	209
Савельев Д.Е., Макатов Д.К., Портнов В.С. <i>Минеральные включения в хромититах залежи Геофизическое-VII (Кемпирсайский массив, Казахстан)</i>	219
Силаев В.И., Добрецова И.Г., Антошкина А.И., Филиппов В.Н., Макеев Б.А., Смолева И.В., Хазов А.Ф. <i>Гидротермальные сульфидные оруденения в российском разведочном районе Срединно-Атлантического хребта.....</i>	226
Сначёв В.И. <i>Диффузионные зоны в пирит-сфалеритовой ассоциации колчеданных месторождений Весеннее и Таиш-Яр (Южный Урал)</i>	239
Сухарев А.Е. <i>Формирование микрополикристаллических агрегатов с использованием нитрида бора</i>	245

Трапезников Д.Е., Красиков А.В., Заостровский В.В.	
<i>Предварительные результаты изучения геологического строения района Ледяной горы.....</i>	250
Трапезникова А.Б.	
<i>Литогенетические типы карбонатных отложений верхнефаменско-турнейской толщи Бельско-Актюбинской депрессии и смежной части Западно-Уральской зоны складчатости.....</i>	257
Трутнев А.К.	
<i>Петрохимические особенности кислого вулканизма Саблегорского комплекса (Приполярный Урал).....</i>	265
Трутнев А.К., Жуклин Е.А., Прокопчук Д.И., Дёмина Л.А.	
<i>Минералого-петрографические и геохимические особенности конгломератов белокатаянской свиты, условия формирования и их минерогения.....</i>	271
Харитонов Т.В.	
<i>Заводы Приуралья XVIII-XIX вв., работавшие на рудах пермских медистых песчаников. Отвалы их рудников.....</i>	278
Чайковский И.И., Федоров Т.В.	
<i>Геохимические особенности пород Южно-Пермской меденосной площади.....</i>	287
Шестакова В.А.	
<i>Золото в сульфидах окварцованных пород Ивдельского россыпного района.....</i>	294
Юркина А.Р., Кожевникова Е.Е.	
<i>Залежи углеводородов неклассических пород-коллекторов.....</i>	298

Научное издание

**ПРОБЛЕМЫ МИНЕРАЛОГИИ,
ПЕТРОГРАФИИ И МЕТАЛЛОГЕНИИ**

Научные чтения памяти П. Н. Чирвинского

Сборник научных статей

Выпуск 25

Ответственный редактор *И. И. Чайковский*

Печатается в авторской редакции
Компьютерная верстка: *Д. Е. Трапезников*

Подписано в печать 31.01.2022. Формат 60×84/16
Усл. печ. л. 17,9. Тираж 80 экз. Заказ 9

Издательский центр
Пермского государственного
национального исследовательского университета.
614990, г. Пермь, ул. Букирева, 15

Типография ПГНИУ
614990, г. Пермь, ул. Букирева, 15