

**ПРОБЛЕМЫ
МИНЕРАЛОГИИ,
ПЕТРОГРАФИИ
И МЕТАЛЛОГЕНИИ**

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

Выпуск 5

МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
Пермский государственный университет
Кафедра минералогии и петрографии
Пермское отделение Всероссийского минералогического общества РАН



ПРОБЛЕМЫ МИНЕРАЛОГИИ, ПЕТРО- ГРАФИИ И МЕТАЛЛОГЕНИИ

НАУЧНЫЕ ЧТЕНИЯ ПАМЯТИ П.Н. ЧИРВИНСКОГО

Выпуск 5

Сборник научных статей

Пермь 2003

БКК 26.3
П 78
УДК 550.8

П 78 **Проблемы** минералогии, петрографии и металлогении.
Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского: Сборник научных статей. / Перм. ун-т. – Пермь, 2003. – Вып. 5. – 304 с.
ISBN 5 – 7944 – 0196 -6

Сборник подготовлен по материалам докладов на пятой научной конференции, состоявшейся 6-7 февраля 2003 г. на кафедре минералогии и петрографии Пермского университета. Содержит результаты геологических исследований, касающихся некоторых проблем минералогии, петрографии и геологии месторождений и других наук, которые входили в сферу интересов П.Н. Чирвинского.

Для геологов широкого профиля.

Печатается по постановлению ученого совета геологического факультета Пермского университета

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

Ответственный редактор И.И. Чайковский
Ответственная за выпуск Е.В. Чайковская

Спонсор издания: **Администрация Пермской области**

ISBN 5 – 7944 – 0196 –6

© Пермский университет, 2003

ОБЩИЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ



ПЕЩЕРА АКАДЕМИКА ФЕРСМАНА

Пещера академика Ферсмана объединяет ряд освобожденных от рудного заполнителя карстовых полостей и искусственных выработок массива Тюя-Муюн в Южной Киргизии. Массив находится в Ферганской долине, приблизительно в 30 км от г.Ош, между пос. Араван и Иски-Наукат.

Пещера была названа именем академика А.Е. Ферсмана в 80-е гг. XX в. в связи со столетием со дня его рождения. До этого пещера и связанные с ней выработки носили название Главная жила месторождения Тюя-Муюн (использование термина «жила» для трубчатого рудного тела по сути неверно, однако, термин был принят для этого конкретного месторождения).

История открытия Тюя-Муюнский рудник в Фергане был известен еще древним рудокопам, добывавшим здесь медную руду. Потом он был надолго забыт и «открыт» вновь в 1899 г., почти одновременно с открытием явления радиоактивности. В течение многих лет Тюя-Муюнские руды оставались единственным источником радия в России (следует помнить, что примерно до 1940 г., основным продуктом переработки урановых руд был не уран, который считался побочным продуктом, а радий).

Сведений о том, когда месторождение стало объектом внимания человека, немного. В окрестностях рудника были найдены каменные молотки из диорита и диабазы. Предполагается, что первые разработки меди в Тюя-Муюне связаны с Кушанской культурой (II в. до н.э. – II в. н.э.). К этому времени относятся древнейшие в Фергане погребения – курганы с медными украшениями [9]. Возможно, что рудник разрабатывался и древними китайцами (один из искусственно расширенных карстовых входов в рудник носит название «Китайский ходок»).

В 60-70-е гг. XIX в. началось освоение Туркестанского края Россией. Оно сопровождалось активными поисками полезных ископаемых, причем многие месторождения «открывались» вновь. На большинстве месторождений ртути, сурьмы, полиметаллов, золота, известных в настоящее время в горном обрамлении Ферганской долины, были обнаружены следы древней горнодобывающей деятельности: выработки, инструменты, склады руды, остатки плавильных печей и пр. Некоторые

выработки датированы археологическими методами (VI-XIII вв. н.э.). По крайней мере, до начала 90-х гг. XX в., следы древней добычи металлов часто использовались геологами-поисковиками в качестве индикаторов возможного оруденения.

В 1899 г. было открыто движение через Ферганскую долину по Среднеазиатской железной дороге. В этом же году проспектор из Ташкента В.А. Спечев при помощи местных жителей обнаружил Тюя-Муюнское месторождение и сделал на него заявку как на залежь медных руд. В 1900 г. химик Геолкома Б.Г. Карпов и профессор Петербургского горного института И.А. Антипов определили в образцах месторождения уран, о чем был сделан доклад на заседании Петербургского минералогического общества. В 1904 г. горный инженер из Петербурга Х.И. Антунович на личные средства начал разведку месторождения, а в 1908 г. организовал «Ферганское Общество для добычи редких металлов». Разведочные работы продолжались до первой мировой войны, однако, несмотря на довольно значительное количество пройденных «по сетке» буровых скважин, особого успеха не имели.

Общество охраняло рудник, не допуская к нему посторонних. За 6 лет было добыто 820 т руды. 655 т вывезено в Петербург, где на построенном в 1908 г. заводе переработано на препараты урана и ванадия, которые экспортировались в Германию. Добываемая руда пряталась в пещерах верхнего горизонта, а остатки ее переработки (после растворения в соляной кислоте) накапливались на складах, так как не имелось технологии их дальнейшей переработки.

Русские ученые к изучению тюямуюнских руд допускались неохотно. Общество предложило заняться этой работой Марии Кюри, которая рекомендовала вместо себя ассистента Я. Даныша. По неподтвержденным сведениям в 1910 г. в Париже из образцов тюямуюнских руд М. Кюри удалось выделить металлический радий.

Примерно в это же время к ферганской руде стала проявлять интерес Германия. В Берлине было учреждено Международное акционерное общество для извлечения туркестанского радия. В него на правах пайщика вошло и Ферганское общество. В 1913 г. его завод в Петербурге был закрыт, а имевшиеся запасы руды и радиоактивных остатков были упакованы для отправки в Германию.

Начало изучения месторождения. В 1909-1910 гг. на Тюя-Муюне побывал геолог К.А. Ненадкевич. Он собрал большую коллекцию минералов, среди которых были установлены три новых минеральных вида: туранит, алаит, тюямунит. Попытки академика В.И. Вернадского и ведущих ученых России организовать детальное изучение месторождения успехом не увенчались. Академия Наук находилась в ведении Министерства народного просвещения, у которого для таких ис-

следований не было средств. В 1911 г. первые ассигнования на изучение радиоактивных руд были получены от Общества содействия успехам опытных наук и их практических применений, основанного на средства московского купца Х.С. Леденцова.

Только в 1914 г. были получены ассигнования Государственного казначейства на снаряжение экспедиции и лабораторные исследования. Проблема радия заинтересовала не только ученых, но и московские деловые круги. В конце 1913 г. П.П. Рябушинский начал сбор средств по подписке. В результате в 1914 г. в Туркестан отправились две независимые экспедиции: весной – Московская радиевая экспедиция, финансируемая купечеством и промышленниками, а летом – радиевая экспедиция Академии Наук [1].

В геологическом и даже в географическом отношении Средняя Азия в то время оставалась «белым пятном». Поэтому обе экспедиции, руководимые опытными геологами, не замкнулись на изучении окрестностей рудника, а постарались охватить своими работами обширные площади, сделав широтное и меридиональное пересечения района. Московская радиевая экспедиция за 5 месяцев прошла предгорья Алайского и Туркестанского хребтов, посетила Алайскую долину. Академическая экспедиция работала в окрестностях рудника, в долине р. Араван-Сай, в горах Чиль-Устун, Чиль-Майрам, а также в предгорьях Кичик-Алая. В результате была составлена одноверстная геологическая карта, проведены петрографические и минералогические работы, изучена радиоактивность источников и воздуха пещер.

Первый советский радий. С началом первой мировой войны и революции работы по радию были свернуты. Однако уже в 1918 г. инженер Л.Н. Богоявленский сообщил в Высший совет народного хозяйства (ВСНХ), что в Петрограде на складах бывшего Ферганского общества имеются большие запасы тюямунских руд и радиоактивных остатков (после извлечения из них урана и ванадия). На руду (около 41 т) и остатки (около 120 т) был наложен секвестр. По оценкам радиологов в них содержалось до 2,8 г радия-металла – больше, чем было произведено во всей Западной Европе в 1913 г. (2,1 г).

Остатки тюямунских руд были единственным потенциальным источником радия в России, так как само месторождение в эти годы оставалось практически недоступным. В связи с тем, что минеральный состав руд был, для тех лет, весьма необычным (минералы урана и ванадия), технология извлечения из этих руд радия отсутствовала. Несмотря на это, в разгар гражданской войны радиевые остатки, находящиеся в Петрограде (где они подвергались серьезной опасности в связи с угрозой интервенции), в июле 1918 г. были эвакуированы в г. Соликамск на Урале. Начались работы по организации пробного ра-

диевого завода. В конце декабря 1918 г. Березники были заняты войсками адмирала Колчака. Благодаря директору завода Л.Н. Богоявленскому радиевое сырье удалось сохранить, хотя сам директор и весь персонал завода были увезены в Сибирь...

В 1919 г. работу по восстановлению пробного радиевого завода на Урале возглавил И.Я. Башилов. Вскоре выяснилось, что Березники не самое удобное место для переработки урановых руд, и в 1920 г. работа была перенесена на Бондюжские химические заводы на Волге. К концу 1921 г. из тюямунской руды был получен первый препарат радия. Производительность созданной на заводе установки составляла 2 г радия в год.

Поскольку молодую радиевую промышленность необходимо было обеспечить сырьем, в 1922 г. состоялась первая государственная экспедиция на Тюя-Муюн под руководством С.П. Александрова. Она оценила запасы руды в 5000 т (в пересчете на полезные компоненты – 15-20 г Ra, 60 т U, 90 т V, 120 т Cu). В том же году на Главной жиле рудника были возобновлены работы, а в 160 м от него была открыта новая Академическая жила (также представляющая собой минерализованную карстовую полость).

В 1923 г. месторождение изучали А.Е. Ферсман и Д.И. Щербаков [8, 9]. Одновременно была организована промышленная добыча руды: Главная жила была отработана до глубины 74 м (500 т руды или 2 г Ra-металла). В 1927 г. передовой забой продвинулся до глубины 170 м, где были обнаружены грунтовые воды. При помощи водоотливной техники выработку углубили до 195 м до появления напорных вод. В 1928 г. рудник был законсервирован.

Разведка месторождения была возобновлена только в 1948 г. От входа в ущелье р. Араван была пройдена разведочно-дренажная штольня длиной свыше 2 км. Главная жила после водопонижения была отработана до глубины 220 м. В дальнейшем в стране были найдены новые урановые месторождения и Тюя-Муюнский рудник был заброшен (входы взорваны и забетонированы).

В 1989 г. рудник обследовала Международная экспедиция с участием карстоведов и спелеологов СССР, Венгрии, Чехословакии, Польши и Австрии. К сожалению, Ферганские события, начавшиеся через несколько дней после окончания экспедиции, а затем – распад СССР не позволили довести до конца обработку ее результатов, которые опубликованы лишь частично [10]. В настоящей заметке авторы рассматривают лишь спелестологический аспект проблемы.

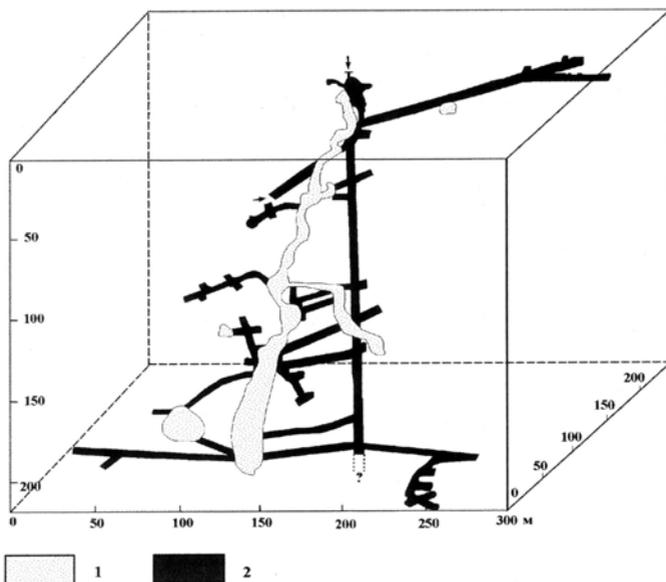
Геология района, Окрестности Тюя-Муюнского массива представляют собой плато со средней абсолютной высотой 1400 м. Плато слабо наклонено к северу, его поверхность сложена палеоген-

четвертичными отложениями (конгломераты, галечники, песчаники, лессовидные породы и др.). Река Араван на протяжении около 8 км прорезает это плато узкой долиной – каньоном Данги (Танге) глубиной около 300 м. Массив представляет собой широтно вытянутый блок нижнекарбонатовых массивных известняков шириной до 600 м. Известняки поставлены почти вертикально, разбиты субмеридиональными нарушениями на блоки, мраморизованы, брекчированы, прорезаны жилами кальцита. Они зажаты между породами палеозойской толщи переслаивания (углистые и глинистые сланцы, песчаники, кремнистые сланцы, тонкослоистые известняки, эффузивные породы), от которых отделены сбросами, и отпрепарированы эрозией [6, 7].

Пещера Ферсмана (Главная жила месторождения Тюя-Муюн) находится примерно в 2 км к западу от каньона Данги. Детальная съемка [10] позволяет восстановить строение этой уникальной горной выработки (рисунок).

Собственно пещера (точнее, карстовая полость, которая ранее была почти нацело заполнена рудным материалом, а затем освобождена от него при проведении горных работ) начинается с поверхности *Центральным лазом* (вертикальный колодец, отметка 0,0 м), *Западной лазей* (-1,5 м) и *Китайским ходом* (-5,2 м). Они выводят в верхнюю часть двух субпараллельных вертикальных шахт глубиной около 35 м и диаметром 3-8 м. При разработке из-за обилия на стенах минерала тюямунита эта часть полости получила название *Желтая пещера*. Далее в глубину минеральное вещество нацело заполняло трубообразную полость; лишь на отдельных участках стенки полости расходились, и в осевой части полости сохранялось открытое пространство. Эти участки были названы *Зелёная пещера* (из-за обилия минерала туранита и карбонатов меди) и *Белая пещера* (из-за обилия белых волокнистых кристаллов гипса). Расширение полости на глубине 125 м было названо сотрудниками рудника *пещерой академика Ферсмана*. Позднее это название было принято для всей системы естественных и искусственных ходов рудника.

На отметке 39м Зеленая и Желтая пещеры объединяются и переходят в крутонаклонную шахту, имеющую диаметр 3-7 м. С отметки 135м основная шахта непроходима, поскольку она плотно забита обломочным материалом при ликвидации рудника. Из штрека на уровне 125м можно выйти в более глубокие части карстовой полости через вертикальные выработки – сперва в штрек уровня 139м, а затем в субгоризонтальную карстовую галерею на отметке 147м. Ее северная часть через 25 м открывается в вертикальный колодец, книзу выполаживающийся и кончающийся на отметке 184м (*Северный забой*). Южная часть галереи постепенно расширяется и переходит в наклонную шахту



Пещера Ферсмана. Съемку выполнили в 1989 г. Я. Хромас, Ю. Дублянский, А. Чаплыгин, К. Бюльнер и Ш. Краус [10]. Серое – пещера (выработанное рудное тело), черное – шахта и штольни

Протяженность выработок разных ярусов месторождения Тюя-Муюн

Глубина яруса, м	Характер галереи	Протяженность галерей
-39,0	Входная галерея	50
	Обходные галереи	20
	Северо-восточная галерея	200
-70,5	Обходные галереи	100
-125,0	Северная галерея	110
	Южная галерея	70
-150	Просекающая галерея	130
-164	Вскрывающая галерея	130
-202	Вскрывающая галерея	60
-219	Западная галерея	180
	Восточная галерея	150
	Разведочно-дренажная штольня (в середине завалена)	2200
	Всего	3400

глубиной более 60 м и диаметром до 16 м. Кончается она на отметке 220 м от поверхности (*Южный забой*), где проходка была остановлена из-за большого водопритока. Тем не менее, результаты бурения, проведенного прямо из забоя, показали, что карстовое рудное тело продолжается еще по крайней мере на 100 м ниже этого уровня [7].

Таким образом, вскрытая при выработке рудного тела полость имеет общую протяженность свыше 450 м и морфологию, в целом, обычную для карстовых полостей. Ее особенностью является многоэтапность проработки – сперва нисходящими растворами, затем термальными водами снизу вверх, и, в завершение, снова нисходящими карстовыми водами [3].

Для обеспечения горных и разведочных работ в массиве был пройден ряд горных выработок. Их основа – вертикальный ствол шахты глубиной 219,4 м. От него на разной глубине пройдены субгоризонтальные выработки. Через одну из них, заложенную на входе каменной кладкой, сейчас осуществляется доступ в систему (отметка -39 м). Представление о протяженности выработок на разной глубине дает табулице.

Таким образом, общая протяженность древних карстовых полостей и искусственных шахт и галерей в системе Ферсмана составляет 4130 м. Северо-восточная галерея (-39 м) и вскрывающие галереи (-164 и -202 м) вскрыли изолированные карстовые полости разных размеров (до 25 м в диаметре).

Обводненность. Верхние галереи и ходы системы сухие. Выработки пересекли уровень подземных вод на глубине 174 м. Последний позднее был понижен на 45,5 м разведочно-дренажной штольной. Пол подземных выработок нижнего яруса покрыт водой глубиной до 1 м. По дренажной штольне протекает ручей с расходом на выходе 15 л/с и температурой 20,5°С [2].

Отложения. В настоящее время в полости осталось немного минеральных отложений, уцелевших после отработки рудного тела. Ниже мы приводим обобщенное описание отложений рудника. Минеральные образования пещеры Ферсмана имеют ярко выраженный карстовый характер. Разрез начинается со слоя шестоватого кальцита. На нем либо непосредственно на коренной породе залегают прослои мергелистого материала красно-бурого и розовато-серого цвета, а также мелкошестоватого желтого и белого кальцита. На некоторых участках в мергелистых прослоях присутствует кремниевая галька. Эта «2-я сталагмитовая» кора залегают только в лежачем боку карстового канала. В местах горизонтальных перегибов и расширений канала (до 1,5 м) она имеет большую мощность, на крутых участках полностью исчезает. Последующие элементы разреза имеют выраженный осесимметричный

характер: на шестоватом кальците и сталагмитовой коре лежит слой «рудного мрамора» (среднекристаллическая порода тёмно-серого цвета, преимущественно кальцитового состава, обогащенная рудными минералами – уранованадатами). На рудном мраморе лежит слой красно-бурого листоватого барита (окраска обусловлена присутствием дисперсного гематита). Ближе к центру канала он переходит в прозрачный медово-желтый или бесцветный барит, часто образующий крупные (несколько см) таблитчатые кристаллы. На глубинах более 160м, между красным и желтым баритом присутствует кварц-гематитовый прослой. Отложения осевой части полости носят признаки гравитационного осаждения: часто встречается брекчия из обломков красного и желтого барита, сцементированная слоистыми отложениями пещерного оникса.

Геохимия. Согласно А.Е. Ферсману [8] CaCO_3 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , SiO_2 , а также, частично, SO_4 связаны с собственно известняками и их нерастворимым остатком. V_2O_5 , U_3O_8 , CuO , отчасти Fe_2O_3 , SiO_2 и BaSO_4 – привнесены водными растворами: сперва V, U, Fe, затем Cu и Ba.

Библиографический список

1. Вернадский В.И. О необходимости исследования радиоактивных минералов // Тр. Радиевой экспедиции Императорской Академии Наук. СПб., 1914. № 1.
2. Дублянский В.Н., Дублянский Ю.В. К гидрогеологии Тюя-Муюна // Движение в ноосфере: теоретические и региональные проблемы. Симферополь, 1993. С. 81-86.
3. Дублянский Ю.В. Закономерности формирования и моделирование гидротермокарста. Новосибирск: Наука, 1990. 150 с.
4. Дублянский Ю.В. Гидротермокарст (библиография с 1894 по 1989 г.) / Сост. Новосибирск. Препринт ИГиГ СО АН СССР. 1990. 52 с.
5. Зайцев И.К. Вопросы изучения карста в СССР. М.; Л., 1940. 88 с.
6. Казанский В.И. Геолого-структурные особенности месторождения Тюя-Муюн // Очерки по геохимии и геологии рудных месторождений. М.: Наука. 1970. С. 34-57.
7. Кириков А.П. Тюя-Муюнское месторождение радия. Л.: Изд. Геолкома. 1929. 24 с.
8. Ферсман А.Е. К морфологии и геохимии Тюя-Муюна // Тр. Комиссии по изучению радия и радиевых руд. Л., 1927. Т. 3. 92 с.
9. Щербиков Д.И. Избранные труды. М.: Наука, 1969. Т. 1. 318 с.
10. Dablyansky Y., Hevesi A., Hromas J., Kraus S., Mahanykova V., Mikhailov V., Mucke D., Sanykova V., Szekely, K., and T. Bolner. Tyuya-Muyun (USSR, Kirghizia – preliminary results of the speleological researches carried out by the International Expedition in 1989). // 10th Int. Congr. Speleol. 1990, Budapest. Vol. 3. P. 825-830.

К ВОПРОСУ ОЦЕНКИ ПАРАМЕТРОВ ЯДРА ГАЛАКТИКИ

Установлено, что наша Галактика относится к типу спиральных галактик. В строении таких галактик выделяют: сферическую составляющую, диск, ядро и корону. Солнечная система расположена в диске Галактики на расстоянии $8,2 \cdot 10^3$ парсек и движется вокруг галактического центра со скоростью 220 км/с[2]. Характерной особенностью для диска любой спиральной галактики является то, что кроме звёзд здесь сосредоточено большое количество газо-пылевых облаков. Движение Солнечной системы и других ближайших к Солнцу звёзд вокруг ядра Галактики, подчиненное законам Кеплера, позволяет использовать при определении массы ядра Галактики известную теорему вириала. На основании теоремы получено, что масса ядра равна $1,8 \cdot 10^{41}$ кг. Кроме того, установлено, что ядро проявляет себя как источник повышенного радиоизлучения, а также излучения инфракрасных, рентгеновских и гамма-лучей [1]. Другие сведения о ядре Галактики в настоящее время отсутствуют.

Однако результаты теоретических исследований Солнечной системы последних лет могут быть использованы для получения ряда физических характеристик ядра Галактики.

Так, температура поверхности ядра Галактики может быть найдена по следующей термодинамической зависимости [3]:

$$T_{\text{эф}} = \frac{T_p \cdot R \cdot g^2}{K \cdot m \cdot V}, \quad (1)$$

где $T_{\text{эф}}$ и T_p – соответственно, температура поверхности центрального тела и температура поверхности его спутника, К; R – расстояние от центрального тела до спутника, м; g – ускорение силы тяжести на поверхности спутника, м/с^2 ; m – масса спутника, кг; V – скорость движения спутника вокруг центрального тела, м/с; K – постоянный коэффициент, равный $4,108 \cdot 10^{-18} \text{ м}^2 / (\text{кг} \cdot \text{с}^3)$. Используя известные значения параметров Солнца, входящие в ф.(1), была найдена температура поверхности ($T_{\text{эф}}$) ядра Галактики, которая равна $6,1 \cdot 10^{10}$ К.

Установлено, что для любого небесного тела выполняется следующее правило (закон):

$$\frac{m_1^2}{r_1^4(Tc_1 - Tp_1)} = \frac{m_2^2}{r_2^4(Tc_2 - Tp_2)} = \dots = \frac{m_n^2}{r_n^4(Tc_n - Tp_n)}, \quad (2)$$

где m – масса небесного тела, кг; r – радиус небесного тела, м; Tc и Tp – соответственно, температура в центре и на поверхности небесного тела, К. Представленное соотношение для любого небесного тела является постоянной величиной, теоретическое значение которой равна $4,445 \cdot 10^{17} \text{ кг}^2 \cdot \text{м}^{-4} \cdot \text{К}^{-1}$. Полученная постоянная является универсальной величиной для любого небесного тела и может быть представ-

лена в следующем виде:
$$\text{Пу} = \frac{m^2}{r^4 \cdot \Delta T}, \quad (2a)$$

где Пу – универсальная постоянная, равная $4,445 \cdot 10^{17} \text{ кг}^2 \cdot \text{м}^{-4} \cdot \text{К}^{-1}$; $\Delta T = (Tc - Tp)$, К.

Применительно к ядру Галактики в формуле (2a) неизвестными являются r и ΔT . Используя известными значения m и r для небесных тел Солнечной системы, в том числе и для Солнца, получена статистическая зависимость
$$m = 6.51798 \cdot r^{2.7448}, \quad (3)$$

в которой коэффициент корреляции между m и r равно 0,9992.

Используя ф.(3), получаем, что радиус ядра Галактики равен $8,3 \cdot 10^{12}$ м. Для сравнения, радиус орбиты Плутона равен $5,9 \cdot 10^{12}$ м.

Далее, используя ф.(2a), получаем, что для ядра Галактики $\Delta T = 1,5826 \cdot 10^{13}$ К, а температура в центре ядра $Tc = 1,5887 \cdot 10^{13}$ К. А, зная массу и радиус ядра Галактики, по известным формулам находим, что ускорение силы тяжести на поверхности ядра Галактики равно 177 км/с^2 , а средняя плотность её составляет 76 кг/м^3 .

Кроме того, можно определить ту температуру, которая могла бы возникнуть в окрестностях Солнца при условии отсутствия газопылевых облаков в диске Галактики. Такая температура может быть найдена по следующей формуле [4]:

$$T_{o.c} = \sqrt{\frac{T_p^2 \cdot r_r}{R}}, \quad (4)$$

где $T_{o.c}$ и T_p – соответственно, температура в окрестностях Солнца и на поверхности ядра Галактики, К; r_r – радиус ядра Галактики, м; R – расстояние от центра Галактики до Солнца, м. Расчет, полученный по формуле (4), показывает, что при отсутствии газопылевых облаков в диске Галактики температура в окрестностях Солнца могла бы достигать $11 \cdot 10^6$ К.

Таким образом, была известна только масса ядра Галактики, равная $1,8 \cdot 10^{41}$ кг.

На основе теоретических расчетов были найдены следующие физические характеристики ядра Галактики:

- радиус, $8,3 \bullet 10^{12}$ м, который меньше гравитационного радиуса, равного $2,7 \times 10^{14}$ м;
- ускорение силы тяжести на поверхности, $177 \bullet 10^3$ м/с²;
- средняя плотность вещества, 76 кг/м³;
- температура на поверхности, $6,1 \bullet 10^{10}$ К;
- температура в центре, $1,6 \bullet 10^{13}$ К.

Библиографический список

1. Гуревич Л.Э., Чернин А.Д. Происхождение галактики и звёзд. М.: Наука, 1983, 192 с.
2. Таблицы физических величин: Справочник / Под ред. И.К. Кикоина. М., 1976, 1008 с.
3. Тупицын И.С. Механизм взаимодействия небесных тел и определение температуры на их поверхности // Геофизические методы поисков и разведки месторождений нефти и газа: Межвуз. сб. науч.тр. / Перм. ун-т. Пермь, 1996. С.128-131.
4. Тупицын И.С. К вопросу теплопередачи космическими объектами // Геология и полезные ископаемые Западного Урала: Мат-лы регион. конф. / Перм. ун-т. Пермь, 1997. С. 200, 201.

А.Я. Гаев, В.Г. Гацков, И.И. Минькевич
Пермский университет

О ПОДЗЕМНОЙ ГИДРОСФЕРЕ ПРЕДУРАЛЬЯ, ЕЁ МОДЕЛИ И ГЕОРЕСУРСАХ

Подземная гидросфера или литогидросфера и подземное пространство превратились в один из важнейших георесурсов [3]. Их освоение представляет собой крупнейшую народнохозяйственную проблему. При исследовании георесурсов исключительное значение приобретает моделирование подземной гидросферы. Проиллюстрируем это на примере Предуралья. Большой вклад в изучение подземной гидросферы Предуралья внесли основоположники пермской школы геологов и карстоведов: П.Н. Чирвинский, Н.П. Герасимов, Г.А. Максимович, Л.И. Преображенский, А.К. Маловичко, П.А. Софроницкий, И.А. Печёркин, К.А. Горбунова, Л.А. Шимановский.

1. Структура литогидросферного строительного пространства

Предуралье является восточной частью Русской (Восточно-Европейской) платформы. Архейско-нижнепротерозойский фундамент региона перекрыт мощным чехлом терригенных рифейско-вендских и преимущественно карбонатных палеозойских пород, которые венчаются сульфатно-галогенно-карбонатными пермскими, преимущественно кунгурскими, образованиями. Мезозойские и кайнозойские осадки имеют в разрезе чехла подчиненное значение. Основной тектонической единицей является Волго-Уральская антеклиза, в составе которой выделяются своды, выступы фундамента, а также впадины и прогибы (рис. 1). Структуры региона имеют прямое отражение в рельефе, что свидетельствует об унаследованности их геотектонического развития, за исключением Оренбургского, Жигулёвско-Пугачёвского сводов и Казанско-Кажимского прогиба [1].

Герметичность подземных резервуаров зависит от особенностей проявления вертикальной зональности. Развит пластовый тип вод, а в складчатой области - трещинно-жильный тип [1, 4]. В вертикальном разрезе региона выделены гидрогеологические этажи, водоносные и водоупорные комплексы и горизонты (рис. 2, 3). В пределах верхнего гидрогеологического этажа движение вод осуществляется за счёт гравитационных сил. В трещинных зонах кристаллического фундамента движение вод носит пульсирующий тектоно-гидравлический характер. Движущей силой являются разнообразные деформации земной коры и ее отдельных блоков. Региональные водонефтегазоупоры обеспечивают закрытость недр, благоприятствуя строительству геоэкологически опасных объектов. Устойчивость водоупорных покрышек к гидроразрывам зависит от давления, которое изменяется от гидростатического до близкого к геостатическому.

Блоки земной коры, соответствующие сводовым поднятиям фундамента платформы (Токмовскому, Котельничскому, Сысольскому), характеризуются пониженной мощностью осадочного чехла и положительными неотектоническими движениями. Благодаря обновлению и раскрытию тектонической трещиноватости они являются гидрогеологическими окнами и областями питания более глубоких зон. Они характеризуются снижением напоров в направлении от верхних горизонтов к нижним, определяя возможность перетока вод. В областях разгрузки характер изменения напоров и перетока противоположный.

Сочетание гидрогеохимических полей в вертикальном разрезе как в отношении последовательности в расположении, так и мощности соответствующих зон позволяет выделить районы, благоприятные для размещения геоэкологически опасных объектов. В Предуралье определено восемь вертикальных гидрогеохимических зон (рис.2, 4) [1, 5].

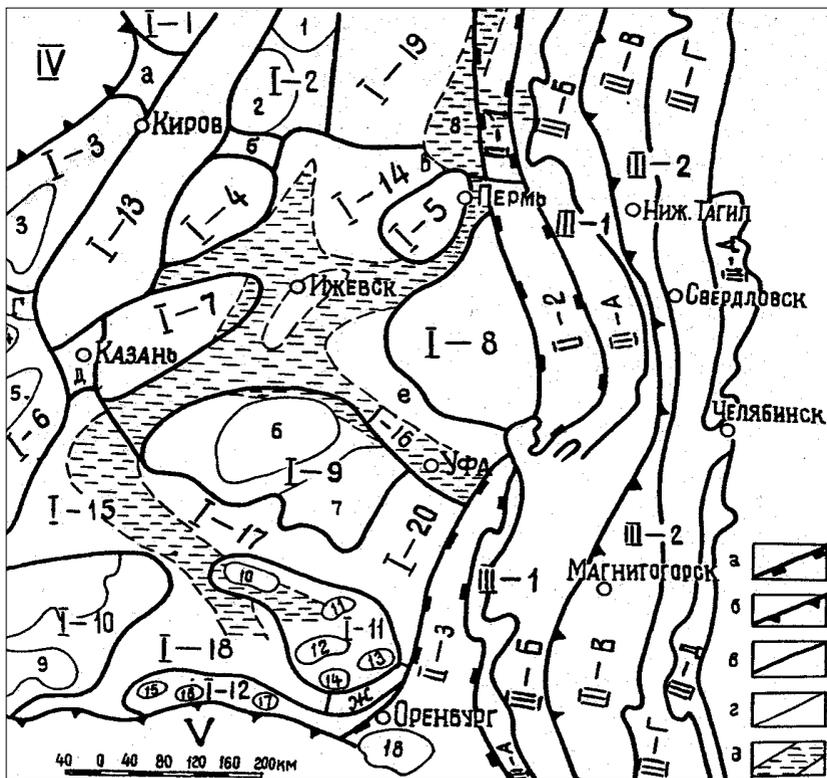


Рис. 1. Схема тектонического строения Предуралья (по данным В. А. Клубова, М. Ф. Мирчинка, С. П. Максимова, П. А. Софроницкого, И. Д. Соболева, Л. К. Галкина и др.) [1]: а - границы крупнейших (надпорядковых) структур: платформы, предгорного прогиба, горно-складчатых сооружений; б - границы антеклиз, синеклиз, постмиогеосинклинальной и постэвгеосинклинальной областей горно-складчатых сооружений; в - границы крупных (I порядка) структур: поднятий, сводов, прогибов, моноклиналей, зон складчатости; г - границы вершин и выступов сводов, седловин; д - Камско-Кинельская система межформационных прогибов нижнего карбона. 1. Волго-Уральская антеклиза. Своды: 1-1 - Сысольский, 1-2 - Коми-Пермяцкий, 1-3 - Котельнический, 1-4 - Немский, 1-5 - Пермский, 1-6 - Токмовский, 1-7 - Кукморский, 1-8 - Башкирский, 1-9 - Альметьевско-Белебеевский, 1-10 - Жигулевско-Пугачевский, 1-11 - Оренбургский, 1-12 - Прибортовая группа выступов. Впадины и прогибы: 1-13 - Казанско-Кажимский, 1-14 - Верхнекамская, 1-15 - Мелекесская, 1-16 - Благовещенская, 1-17 - Серноводско-Абдулинский, 1-18 - Бузулукская. Моноклинали: 1-19 - Камская, 1-20 - Юго-Восточный склон Русской платформы. Седловины: а - Леткинская, б - Челябинская, в - Чермозская, г - Марийская, д - Казанская, е - Бирская, ж - Урало-Сакмарская. Вершины и выступы: 1 - Веслянский, 2 - Климовский, 3 - Санчурская, 4 - Марпосадская, 5 - Канашская, 6 - Альметьевская, 7 - Белебеевская, 8 - Жигулевско-Покровский, 9 - Балаковский, 10 - Пилюгина-Ивановский, 11 - Шарлыкский, 12 - Новосергиевский, 13 - Архангельский, 14 - Перволюцкий, 15 - КамелекЧанганский,

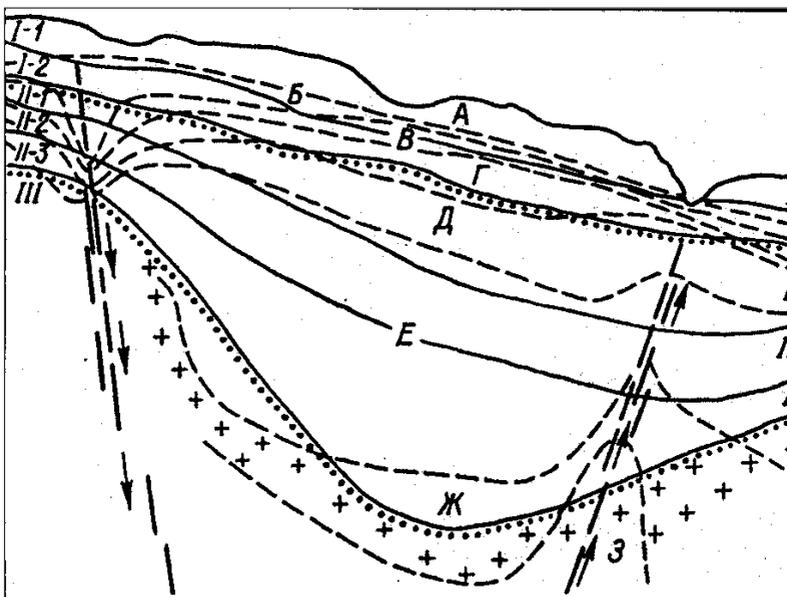


Рис. 2. Схема гидрогеологического и гидрогеохимического расчленения разреза Предуралья. Границы и зоны: 1 - гидродинамических этажей; 2 - гидрогеологических этажей; 3 — гидрогеохимических зон; 4 - тектонических нарушений; 5 - направление движения флюидов. Гидродинамические этажи: I - верхний, соответствующий зонам активного и замедленного водообмена; II - нижний в осадочном чехле, соответствующий зоне весьма затрудненного водообмена; III - трещинно-жильных вод кристаллического фундамента с тектоно-гидравлическим механизмом движения флюидов. Гидрогеологические этажи: I-1 - местного подземного стока преимущественно из мезозойских и кайнозойских образований; I-2 - регионального подземного стока из пород верхнепермского отдела (с местным подземным стоком в областях питания); II - глубокого местного стока, связанного: II-1 с внутренним планом бассейна московско-кунгурского комплекса пород; II-2 - франско-верейского комплекса пород; II-3 - протерозойско-кыновского комплекса пород; III - нестратифицированные пока гидрогеологически трещинно-жильные воды кристаллического фундамента. Гидрогеохимические зоны: А, Б, В, Г - гидрогенеза (А - карбонатного, Б - сульфатного, В - сульфатно-хлоридного и хлоридно-сульфатного, Г - хлоридного); Д, Е, Ж - гидрогалогенеза (Д - максимального, Е - равновесного, Ж - унаследованного); 3 - гидрометагенеза

16 - Соболевский, 17 - Ташлинский, 18 - Соль-Илецкий. II - Предуральский краевой прогиб. Впадины: II-1 - Соликамская, II-2 - Юрюзано-Сылвенская, II-3 - Бельская. III - Горноскладчатый Урал. III-1 - Уральская постмиогеоинклиальная складчатая область, включающая: III-А - Западно-Уральскую внешнюю зону складчатости и III-Б - Центрально-Уральское поднятие. III-2 - Уральская постэвгеосинклиальная складчатая область, включающая: III-В - Тагило-Магнитогорский прогиб, III-Г - Восточно-Уральское поднятие

и III-Д - Восточно-Уральский прогиб. IV. Московская синеклиза. V Прикаспийская синеклиза

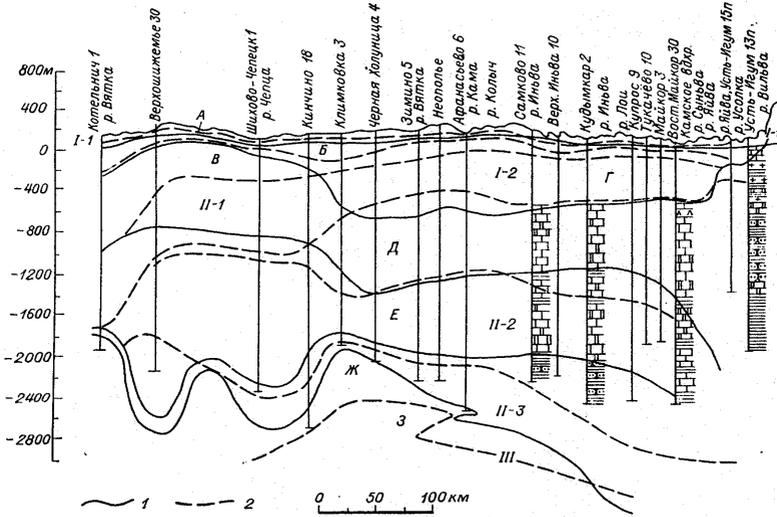


Рис. 3. Гидрогеологический профиль по линии Котельнич – Афанасьево – Усть-Игум. Границы: 1 – гидрогеологических этажей; 2 – гидрогеохимических зон (остальные условные обозначения см. на рис. 2)

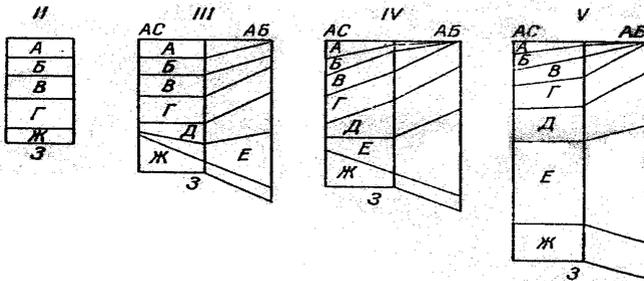


Рис. 4. Типы вертикальной гидрогеологической зональности Предураля, определяющие уровень надёжности размещения объектов ВПК. Гидрогеохимические провинции и районы: II – гидрогеологически полуоткрытые весьма с пониженной надёжностью строительства объектов конверсии ВПК; III – полузакрытые с пониженной надёжностью строительства; IV гидрогеологически закрытые с надёжными условиями строительства; V – гидрогеологически хорошо закрытые с весьма надёжными условиями строительства; AC – артезианские своды; AB – артезианские бассейны; А-З – гидрогеохимические зоны (см. рис. 3,4).

2. Использование подземной гидросферы

Для строительства геоэкологически опасных объектов рекомендуется использовать зоны гидрогалоге-неза [1, 5], верхняя часть которых имеет высокую минерализацию и слабой метаморфизацию рассолов ($r_{Na/rCl} > 0,7$) в связи с выщелачиванием каменной соли, а нижняя – высокую степень метаморфизации ($r_{Na/rCl} < 0,5$), обусловленную связью с водами кристаллического фундамента. Зона равновесного гидрогалоге-неза определяется максимальной гидрогеологической закрытостью средней части разреза осадочного чехла. По тектоническим нарушениям гидротермальные рассолы зоны гидрометагенеза кристаллического фундамента взаимодействуют с водами зоны унаследованного гидрогалоге-неза. Воды нижней части осадочного чехла характеризуются повышенной газонасыщенностью (He, H и др.). Признаки разрушения углеводородов в зонах максимального и унаследованного гидрогалоге-неза указывают на оптимальные условия сохранения залежей углеводородов в пределах зоны равновесного гидрогалоге-неза. Наличие этой зоны в разрезе и ее мощность служат признаками не только нефтегазоносности, но и надёжности строительства экологически опасных объектов. В районах выступов кристаллического фундамента Токмовского, Котельничского сводов зона равновесного гидрогалоге-неза не установлена, что свидетельствует о гидрогеологически полуоткрытом режиме. В Казанско-Кажимском прогибе, на Немском и Кукморском сводах она имеет неповсеместное развитие. Этот тип разреза мы относим к гидрогеологически полузакрытым. Закрытый тип разреза характеризуется наличием мощной (до нескольких км) зоны равновесного гидрогалоге-неза. Там, где в составе пермских отложений появляются соленосные толщи, степень закрытости недр возрастает, обуславливая появление залежей газообразных углеводородов и шапок на нефтяных месторождениях.

Растягивание блоков коры, формирование и закрытие трещин служит гидрогеодинамическим механизмом всасывания флюидов и выталкивания их из закрывающихся трещин в осадочный чехол [1]. Зоны тектонических нарушений хорошо прослеживаются по результатам гелиевой съёмки. Содержание водорастворённого гелия обычно не превышает $n \cdot 10^{-5}$ мг/л, а в зонах тектонических нарушений – от $n \cdot 10^{-2}$ до n мг/л ($n=1-10$). Модель подземной гидросферы выглядит следующим образом: 1. Верхний этаж, включающий в себя гидрогеологические этажи местного и регионального подземного стока. 2. Нижний этаж осадочного чехла, образующий единую водонапорную систему с мощными и хорошо выдержанными региональными водонефтегазоупорами, благоприятен для строительства геоэкологически опасных объектов. Здесь преобладают местные, преимущественно вертикальные перемещения

флюидов. 3. Ресурсы гидро- динамического этажа трещинно-жильных вод кристаллического фундамента практически не исследованы. Движение флюидов, имеющее гидравлический характер, осуществляется по зонам трещиноватости за счет тектонических деформаций.

С запада на восток возрастают степень выдержанности региональных водоупоров и гидрогеологическая закрытость недр, определяющая формирование пяти типов вертикальной гидрогеохимической зональности и пяти провинций. Первый тип характерен для гидрогеологически открытых структур горноскладчатого Урала, где зоны гидрогало-генеза пока не установлены. В Предуралье чётко выделяются провинции: гидрогеологически хорошо закрытая, закрытая и полузакрытая.

Учитывая мнение Б.А. Картозия, выделяем следующие основные направления использования подземной гидросферы и её строительного пространства: хозяйственное; социальное; экологическое; оборонное. Геоэкологическая оценка подземных объектов включает: анализ структурно-геологического строения территории; физико-химические исследования геологической среды; геотехнологические разработки возможных вариантов проектных решений; обоснование экологической безопасности разрабатываемых проектов; технико-экономический анализ предполагаемых и альтернативных вариантов.

Заключение

Освоение георесурсов для целей подземного строительства обеспечивает: экономию земельных ресурсов; высокий уровень защищённости от вредного воздействия природных (землетрясений, лавин и пр.) и техногенных факторов; экономию строительных материалов и энергоресурсов; высокую надёжность технологий; экономию капитальных и эксплуатационных затрат; хорошую совместимость с решением стратегических, транспортных и иных задач. Освоение литосферного пространства для целей подземного строительства должно осуществляться специалистами, имеющими широкое университетское образование.

Библиографический список

1. Гаев А.Я. Гидрогеохимия Урала и вопросы охраны подземных вод. Свердловск: Изд-во Урал. ун-та, 1989.

2. Гаев А.Я., Карпов Г.Н. Эколого-геологические проблемы (в связи с освоением литосферного строительного пространства): Учеб. пособие. Оренбург: Изд-во ОГУ, 1998.

3. Картозия Б.А. Строительная геотехнология как составная часть комплекса горных наук // Подземное пространство мира. М.: ТИМР, 1994. Вып. 1-2. С. 10-14.

4. Кирюхин В.А., Толстихин Н.И. Региональная гидрогеология. М.: Недра, 1987. 362 с.

5. Максимович Г.А. Гидрогеохимические зоны платформы // Химическая география и гидрогеохимия. Пермь, 1964. Вып. 3 (4). С 101.

ПРОБЛЕМЫ МИНЕРАЛОГИИ



**ЖЕЛЕЗОМАНГАНЦЕВЫЕ КАРБОНАТЫ ПОЛЯРНОГО УРАЛА
В СВЯЗИ С ПРОБЛЕМОЙ НОМЕНКЛАТУРЫ МИНЕРАЛОВ
РЯДА $MnCO_3$ - $FeCO_3$**

В последние годы на севере Урала и в Приуралье выявлены необычные по происхождению типы оксигидроксидной и карбонатной минерализации [3-5], исследование которых может, очевидно, привести к коренному изменению представлений о кайнозойской истории рудообразования в этом обширном регионе России. К числу таких типов относятся и Zn-Ni-носная карбонатно-железоманганцевая минерализация, обнаруженная на Полярном Урале.

Проявление упомянутой минерализации представляет собой подпочвенный горизонт неравномерно литифицированного перигляциального реголита четвертичного возраста мощностью до 4 м. В литологическом отношении это – черно-буроцветная, несортированная, гравийно-песчано-суглинистая масса, сцементированная карбонатами. В качестве "плотика" здесь выступают карбонатно-кремнисто-терригенные породы няньворгинской свиты D_3-C_1 , выщелоченные и дезинтегрированные до суглинков на глубину около 10 см.

Полученные на дериватографе данные гравитермографии указали на полиминеральный состав карбонатного цемента исследуемых пород. На соответствующих кривых нагревания фиксируются как минимум два экзотермического эффекта с максимумами при 375-400 и 770-820°C, сопровождающиеся пропорциональной потерей массы. Высокотемпературный из этих эффектов, очевидно, обусловлен термической диссоциацией кальцита, а низкотемпературный может отвечать железоманганцевым карбонатам ряда родохрозит-сидерит. Занижение максимумов по температуре на 100-150°C объясняется значительной примесью к карбонатам термочувствительного вещества.

Исследование карбонатизированного реголита под растровым электронным микроскопом показывает следующее. Основу карбонатного цемента составляет довольно плотный агрегат весьма тонких призматических индивидов кальцита-люблинита (рис.1, а, б). Как известно, кальцит такого габитуса и облика характерен для проявлений приповерхностной инфильтрационной минерализации. Толщина волокон люблинита в исследуемых породах не превышает 10-20 мкм, удлинение – не менее 8-10. Весьма важной особенностью рассматриваемого минерала

являются признаки его сильного эпигенетического растворения, выраженные множеством каверн, пустот и каналов (рис.1, в). По агрегату кальцита-люблинита эпигенетически развиваются железомарганцевые карбонаты, которые замещают кальцит, заполняют каверны на месте его выщелачивания или нарастают на поверхность кальцитовых индивидов с образованием ультратонких корочек. В большинстве случаев такие корочки характеризуются микроглобулярным строением (рис.2, а). Это же свойственно и для гломеровых агрегатов, заполняющих поры и каверны выщелачивания в кальците (рис.2, б, в).

Согласно данным рентгеноструктурного и рентгеноспектрально-го анализов карбонаты в исследуемых породах представлены кальцитом, манганкальцитом и минералами ряда родохрозит-сидерит.

Кальцит, слагающий основную массу карбонатного цемента и не обнаруживающий явных признаков эпигенетического изменения, тем не менее содержит изоморфные примеси Mn, Fe и Zn. Эмпирическая формула рассматриваемого минерала определяется как $(Ca_{0.97-1}Mn_{0-0.01}Fe_{0-0.01}Zn_{0-0.01})CO_3$. Появление катионных примесей в кальците скорее всего связано с наложением на первичный кальцитовый цемент железомарганцевой минерализации. Интересным фактом является также постоянная примесь в рассматриваемом кальците серы, отражающая псевдоморфное развитие кальцита по органогенным (фитогенным) компонентам реголита.

Манганкальцит, морфологически неотличимый в исследуемых породах от кальцита характеризуется, однако, резко повышенным содержанием не только Mn, но и Fe и Zn. Кроме того, в манганкальците обнаруживается значительная примесь Ni. Все это можно представить в виде следующей эмпирической формулы:



Железомарганцевые карбонаты отличаются наиболее сложным составом. В качестве основных примесей здесь выступают Ca, Zn и Ni, спорадически отмечается Sr. Соответственно этому изменяются и эмпирические формулы минералов. Большинству из них отвечает формула монокарбонатов



В единичных зернах здесь установлен и двойной карбонат кутнагоритового вида с формулой $(Ca_{0.86}Zn_{0.06}Ni_{0.06})_{0.98}Mn_{1.02}[CO_3]_2$. Заметим также, что содержание серы в железомарганцевых карбонатах резко понижено в сравнении с кальцитом и манганкальцитом, что объясняется потерей серы при соответствующих замещениях.

Математическая корреляция компонентов состава охарактеризованных выше карбонатов позволяет сделать следующие выводы. Вариации состава кальцита обусловлены сильной прямой корреляцией между

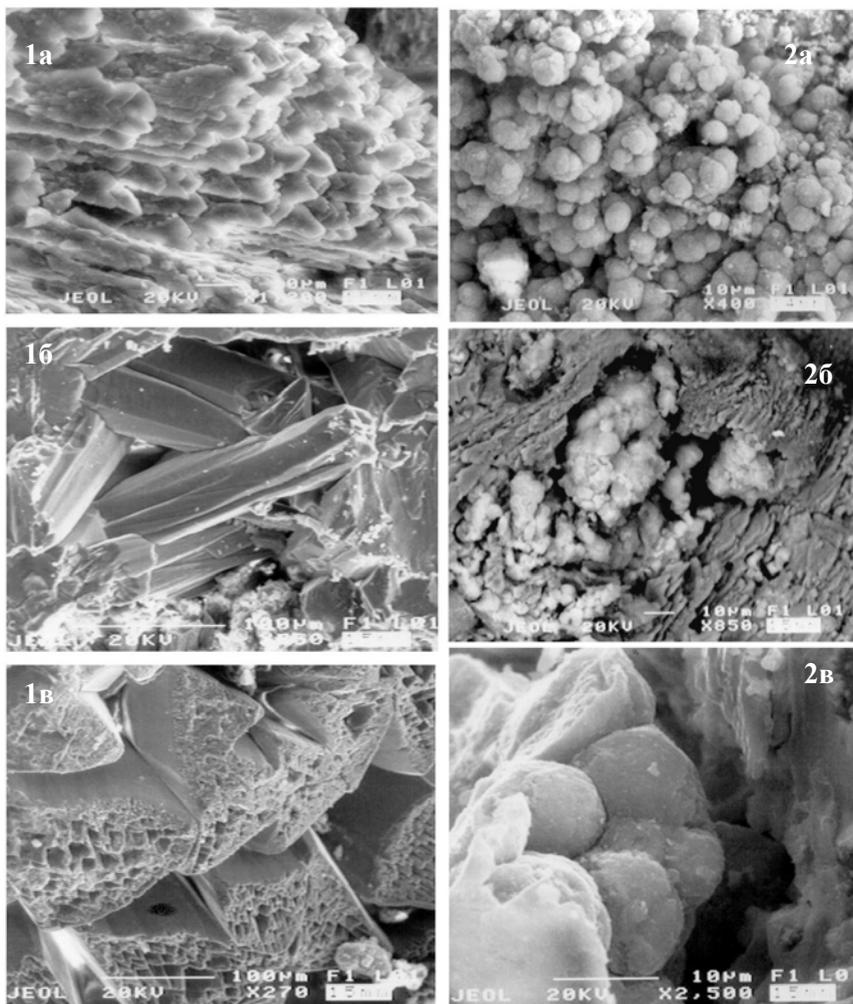


Рис. 1. Кальцит-люблинит: а, б – морфология индивидов; в – признаки эпигенетического растворения. Растровая ЭМ в режиме вторичных электронов
 Рис. 2. Железомарганцевые карбонаты: а – глобулярные корки; б, в – гломероагрегаты. Растровая ЭМ в режиме вторичных электронов

Химический и минальный состав карбонатнов из кайнозойских
литифицированных реголитов Собского железомарганцевого
проявления

Параметры	Компоненты состава, мас. %							Миналы, мол. %				
	CaO	MnO	FeO	ZnO	NiO	SrO	SO ₃	CaCO ₃	MnCO ₃	FeCO ₃	ZnCO ₃	NiCO ₃
КАЛЬЦИТ (13)												
Min	53.62	0	0	0	0	0	0	96.79	0	0	0	0
Max	55.76	0.83	1.46	1.21	0	0	1.5	100	1.17	2.05	1.84	0
\bar{X}	54.84	0.28	0.3	0.22	0	0	0.78	98.78	0.4	0.51	0.31	0
S \bar{X}	0.66	0.34	0.39	0.44	0	0	0.43	1.18	0.48	0.57	0.62	0
МАНГАНКАЛЬЦИТ (5)												
Min	27.99	0	0.18	0	0	0	0.31	42.78	0	0.27	0	0
Max	49.48	41.92	0.71	3.0	2.65	0	1.47	89.61	50.53	12.61	3.17	3.02
\bar{X}	39.79	16.5	2.15	1.29	1.04	0	0.71	71.93	22.13	3.08	1.54	1.32
S \bar{X}	9.34	16.5	3.68	1.17	1.02	0	0.46	19.71	20.31	5.34	1.28	1.16
ЖЕЛЕЗОМАРГАНЦЕВЫЕ КАРБОНАТЫ (43)												
Min	3.48	0	0	1.11	0	0	0	7.12	0	0	1.57	0
Max	19.62	46.62	53.34	5.6	6.71	0.58	0.84	38.68	74.18	84.78	7.33	10.17
\bar{X}	8.81	35.01	11.62	2.8	3.45	0.01	0.07	17.63	55.22	18.05	3.92	5.17
S \bar{X}	3.41	12.93	14.64	1.0	0.17	0.09	0.17	6.68	20.53	23.12	1.42	2.72

Mn и Zn ($r = 0.51$), а также сильной обратной корреляцией между Mn, Zn, Fe и Ca ($r =$ от -0.4 до -0.8). При этом корреляции между Mn и Zn, с одной стороны, и Fe, с другой, не наблюдаются. Все сказанное явно свидетельствует о реализации в исследуемом кальците двух взаимно независимых схем катионного изоморфизма: $(\text{Mn}, \text{Zn}) \rightarrow \text{Ca}$ и $\text{Fe} \rightarrow \text{Ca}$. Кроме того, показательна и логична с позиции вышевысказанной гипотезы прямая корреляция между CaCO_3 и SO_3 .

С переходом к манганкальциту система корреляционных связей заметно изменяется. Состав этого минерала определяется сильной конкуренцией ($r =$ от -0.6 до -0.95) двух групп элементов, связанных между собой внутри групп: $\text{Ca}+\text{Fe}$ ($r = 0.44$) и $\text{Mn}+\text{Zn}+\text{Ni}$ ($r = 0.9$). Отсюда следует, что в манганкальците изоморфные замещения могут быть сведены к одной схеме: $(\text{Mn}, \text{Zn}, \text{Ni}) \rightarrow (\text{Ca}, \text{Fe})$.

В составе железомарганцевых карбонатов обнаруживается конкуренция между Ca, с одной стороны, и Zn, Ni, с другой ($r =$ от -0.3 до -0.35), а также между Mn и Fe ($r = -0.94$). Это приводит к выводу о превалировании в рассматриваемых карбонатах следующих схем катионно-го изоморфизма: $\text{Zn}, \text{Ni} \rightarrow \text{Ca}$ и $\text{Mn} \leftrightarrow \text{Fe}$.

Обобщение полученных результатов позволяет сделать следующее заключение. Железомарганцевые Ca-Zn-Ni-содержащие карбонаты, эпигенетически развивающиеся в исследуемых породах по первичному кальциту, могут быть в основном отнесены к ряду монокарбонатных твердых растворов MnCO_3 (родохрозит) – FeCO_3 (сидерит). Однако значительная примесь в этих минералах CaCO_3 -минерала (до 35 мол.%) указывает на существенную роль в их конституции и твердых растворов ряда MnCO_3 - CaCO_3 .

Рассмотрение состава исследуемых железомарганцевых карбонатов в рамках бинарного ряда MnCO_3 - FeCO_3 свидетельствует о перекрытии ими почти всего диапазона родохрозит-сидеритовых твердых растворов (рис.3). Этот факт можно расценивать как вполне ожидаемый, поскольку полный изоморфизм по ионам Mn^{2+} и Fe^{2+} доказан в отношении многих минералов.

Представление состава тех же карбонатов в формате ряда MnCO_3 - CaCO_3 приводит к выводу о реализации в их конституции и кальцит-родохрозитовых твердых растворов (рис.3). Именно в этом варианте анализа обнаруживаются те единичные данные, которые отвечают области двойного карбоната – кутнагорита.

Наш опыт показывает, что современная номенклатура железомарганцевых карбонатов не может обеспечить систематизацию выявленных на Полярном Урале минералов. Как известно, в настоящее время в качестве карбонатных видов промежуточного железомарганцевого

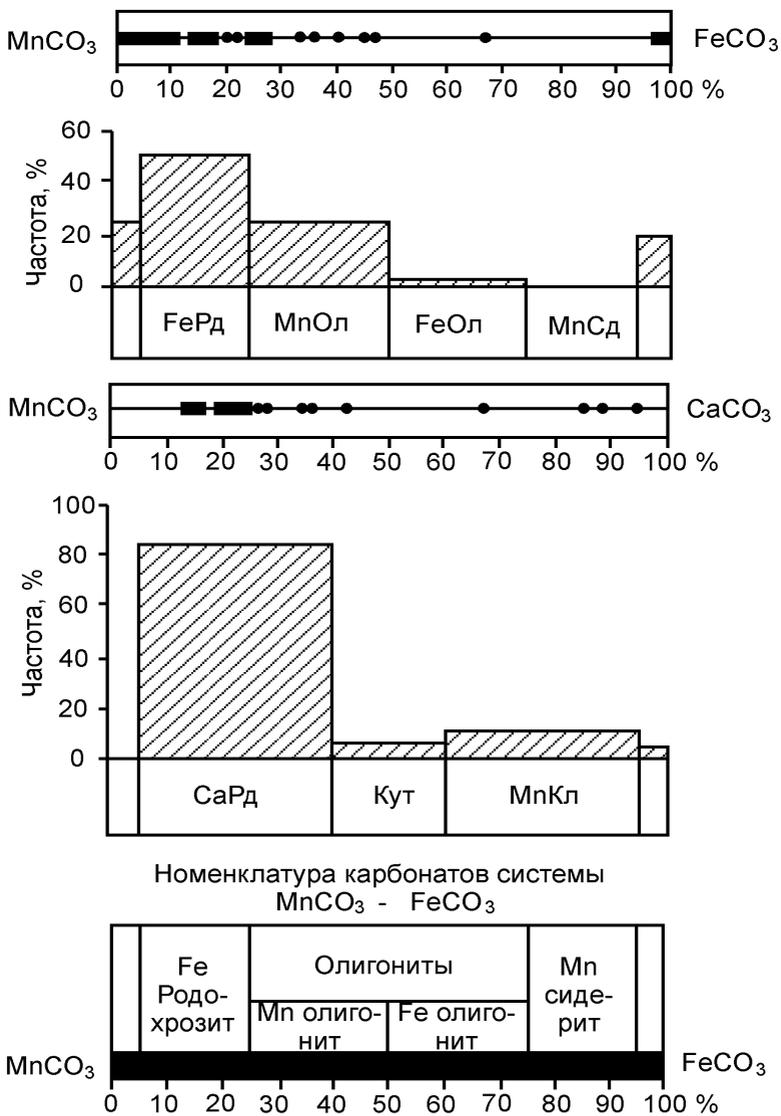


Рис.3. Вариации минерального состава, частоты встречаемости и номенклатура железомарганцевых карбонатов Полярного Урала. Виды и разновидности минералов: Рд – родохрозит, FeРд – феррородохрозит, CaРд – кальциородохрозит, MnОл – манганолигонит, FeОл – ферроолигонит, MnСд – манганосидерит, Кут – кутнагорит, MnКл – манганкальцит, Кл – кальцит

состава называются мангансидерит и олигонит. При этом в большинстве справочников упомянутые понятия и термины рассматриваются как синонимы [6-8]. Реже оговариваются некоторые различия между ними по содержанию $MnCO_3$, но весьма ограниченные, охватывающие менее 20 % ряда $FeCO_3$ - $MnCO_3$ [1]. Для остального диапазона исследованных нами минералов найти место в рамках таких номенклатур совершенно невозможно.

Проблемы возникают и с использованием принципа рациональной номенклатуризации карбонатов по А.С. Поваренных [2]. При таком подходе вместо двух традиционных видов - сидерита и родохрозита - рекомендуется выделять только один вид переменного состава $(Fe, Mn)CO_3$ – "манферцит". Однако и здесь нет объяснений тому, что делать в таксономическом смысле с широко распространенными в природе практически чисто марганцевым и железным "манферцитами". Кроме того, при реализации рационально-химического принципа сильно усложняются вопросы систематизации и наименования железомарганцевых карбонатов, обогащенных другими элементами, например Ca, Zn и Ni, как в нашем случае.

Суть нашей классификационной идеи следующая (рис. 3). Мы предлагаем, используя современные правила расчленения непрерывных изоморфных рядов, весь диапазон переходов между $MnCO_3$ и $FeCO_3$ дважды разделить пополам (так называемое правило "50 на 50"). После этого две крайние четвертинки отнести соответственно к родохрозитам и сидеритам. Далее каждую из упомянутых четвертинок, учитывая известные традиции и опыт, подразделить на интервалы, отвечающие рангу минеральных видов, а именно, родохрозиту и сидериту с содержанием примеси в 0-5 мол.%, а также феррородохрозиту и манганосидериту с содержанием примеси > 5-25 мол.%. Оставшуюся промежуточную часть ряда $MnCO_3$ - $FeCO_3$, отвечающую интервалу содержаний > 25-75 мол.% одного из компонентов в смеси, мы предлагаем отнести к единому минеральному виду – олигониту. Последний основе Mn/Fe-пропорции может быть также разделен на манганолигонитовую и ферроолигонитовую разновидности.

Нам представляется, что только в номенклатуре такого рода могут быть даны приемлемые таксономические определения исследованных нами необычных карбонатов, большую часть которых следует отнести к Ca-Zn-Ni разновидности феррородохрозита и Ca-Zn-Ni разновидности ферроолигонита и манганолигонита. Примесью к этим минералам выступает Ca-Zn разновидность манганосидерита и Zn-Ni разновидность кутнагорита.

Библиографический список

1. *Годовиков А.А.* Минералогия. М.: Недра. 1983. С.578.
2. *Поваренных А.С.* Кристаллохимическая классификация минеральных видов. Киев: Наукова Думка, 1966. С.471-472.
3. *Силаев В.И.* Гипергенно-экзогенное минерало- и рудообразование в мезо-кайнозойской истории Тимано-Североуральского региона // Геология и полезные ископаемые Западного Урала. Пермь, 2001. С.120-122.
4. *Силаев В.И.* Минерально-геохимическая характеристика и генезис необычных кайнозойских конглобрекций на Полярном Урале // Литология и геохимия осадочных формаций Тимано-Уральского региона. Вып. 4. Сыктывкар, 2002.
5. *Силаев В.И., Сокерин М.Ю., Тихомирова В.Д. и др.* Гидроксиды марганца в аллювии как пример аквагенного минералообразования // Литология и полезные ископаемые. 2000. № 4. С.364-375.
6. *Флейшер М.* Словарь минеральных видов. М.: Мир, 1990. С.109.
7. *Штрунц Х.* Минералогические таблицы. М.: Госнаучтехиздат, 1962. С. 165.
8. *Штрюбель Г., Циммер З.Х.* Минералогический словарь. М.: Недра, 1987. С. 257 и 297.

В.В. Мурзин

Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург

ПАРАГЕНЕЗИСЫ МИНЕРАЛОВ ПЛАТИНОВОЙ ГРУППЫ В РОССЫПЯХ ВЕРХ-НЕЙВИНСКОГО МАССИВА АЛЬПИНОТИПНЫХ ГИПЕРБАЗИТОВ (СРЕДНИЙ УРАЛ) И ИХ КОРЕННЫЕ ИСТОЧНИКИ

Верх-Нейвинский массив располагается на стыке Тагильского мегасинклиория и Восточно-Уральского поднятия в зоне Серовско-Маукского глубинного разлома. В его строении участвуют два интрузивных комплекса - дунит-гарцбургитовый (O_3-S_1), слагающий внутренние части массива, и плагиогранит-диорит-габбровый (S_2-D_2) - в периферических его частях, исключая северо-западную (рис.1). В зонах контакта указанных интрузивных комплексов развит контактово-метаморфический полосчатый дунит-верлит-клинопироксенитовый комплекс, в котором дуниты являются реликтовыми останцами. Все породы перечисленных комплексов серпентинизированы. Кроме того, к тектоническим нарушениям в пределах массива приурочена серия небольших тел плагиогранитов и кварцевых диоритов (C_1). В пределах массива развиты многочисленные тектонические зоны хрупких и пла-

стичных деформаций северо- западного и северо- восточного направлений. Северо-западные зоны преимущественно хрупких деформаций, ранние и несут локальный характер. Они контролируют проявления хромититов, отдельные мелкие тела – габбро и габбро-диабазов и практически все известные тела – плагиогранитов и кварцевых диоритов. Северо-восточные зоны хрупких и пластичных деформаций более поздние и прослеживаются через весь массив. Они трассируются более мелкими зонами расщепления, милонитизации и метасоматических изменений талькового, тальк-карбонатного, хлоритового и антигоритового составов, а также трещинами, минерализованными демантоидом.

В пределах массива выявлено 68 проявлений и мелких месторождений хромититовых руд, которые приурочены к дунитовой кайме его эндоконтакта (см. рис.1). Основные скопления благородных металлов – самородного золота и минералов платиновой группы (МПГ) связаны с россыпями современной и древней речной сети. Нами было проведено исследование видового и химического составов более 300 зерен МПГ 42 шлиховых проб, отобранных из россыпей в различных частях массива (см. рис.2 в [6]).

В современной литературе общепризнан подход в выделении первичных и вторичных парагенезисов МПГ. При этом в эти понятия вкладываются не только возрастные взаимоотношения между группами минералов, но и генетический смысл. Под первичными парагенезисами подразумеваются ассоциации тех минералов, которые кристаллизовались одновременно со становлением породно-хромититовых комплексов в мантийных условиях. К вторичным относятся минералы, образованные при трансформации породно-хромититовых комплексов в коровых условиях [3, 7 и др.]. Исходя из сложившихся представлений об условиях образования, а также взаимоотношений между минеральными фазами в агрегатах, нами выделены три разновозрастных группы МПГ, объединенных в первичные и вторичные (коррозионный и наложенный) парагенезисы (таблица).

Первичные парагенезисы сложены самородными и сульфидными минералами систем Os-Ir-Ru (осмий-иридий-рутениевый) и Pt-Fe (платиновый). Первый из них развит во всех изученных россыпях. Выделения второго обнаружены только в россыпи р. Восточный Шишим, размывающей образования как дунит-гарцбургитового, так и краевого полосчатого комплекса в южной части массива. Минералы первичного Os-Ir-Ru парагенезиса на всей площади массива подвергнуты в той или иной степени коррозионным изменениям в краевых частях или во всем объеме их зерен вдоль плоскостей спайности (рис.2). Для продуктов этих изменений (вторичный коррозионный парагенезис) характерно присутствие остаточных пористых самородных фаз, часто с примесями

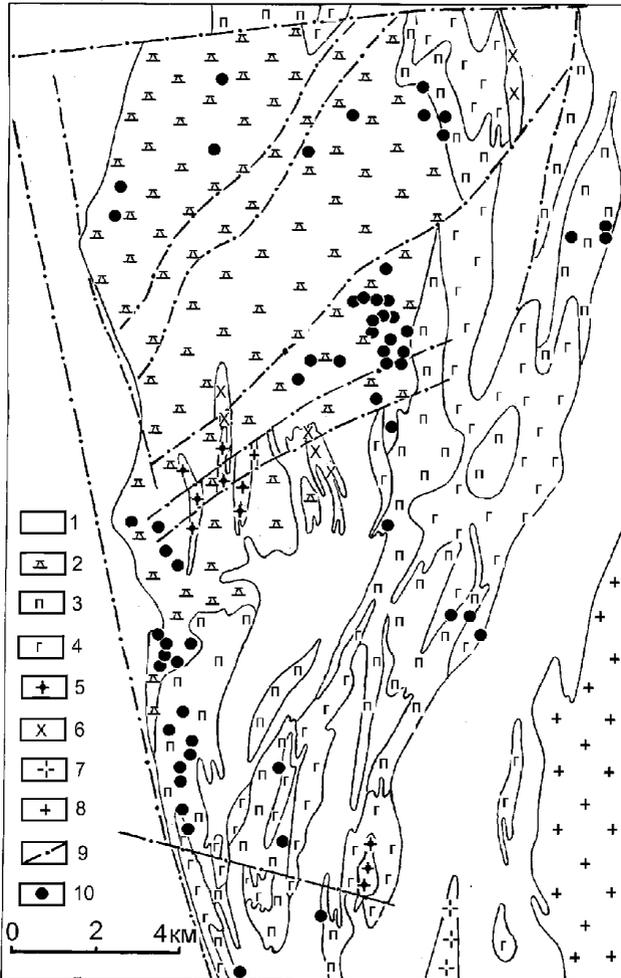


Рис.1. Схема геологического строения Верх-Нейвинского массива (по Н.А. Мамину): 1 - комплекс вулканогенно-осадочных формаций Тагильского мегасинклиория (S_1 - D_2) и Восточно-Уральского поднятия (S_2 - D_2); 2-8 - интрузивные комплексы: 2 - дунит-гарцбургитовый (O_3 - S_1), 3 - дунит-верлит-клинопироксенитовый полосчатый (S_2 - D_2), 4-7 - плагиогранит-диорит-габбровый (S_2 - D_2) (4 - габбро, 5 - плагиогранодиориты, 6 - кварцевые диориты, 7 - плагиограниты и плагиогранодиориты), 8 - тоналит-гранодиоритовый Верх-Исетского гранитного массива (C_1), 9 - разрывные нарушения, 10 - месторождения и проявления хромитов

Парагенезисы МПГ россыпей Верх-Нейвинского массива

Минеральные виды	Химический состав минералов в парагенезисах				
	Первичные		Вторичный коррозионный	Вторичные наложенные	
	Os-Ir-Ru	Pt		Ir-Ru	Pt
Осмий	(Os,Ir,Ru)	-	Os; (Os,Ir) (Os,Ru,Ni)	Os,Ir	Os
Иридий	(Ir,Os)	-	(Ir,Os,Fe)	(Ir,Os,Pt)	-
Рутений	(Ru,Os,Ir)	-	(Ru,Os,Ir,As)	-	-
Рутениридосмин	(Ir,Ru,Os)	-	-	-	-
Изоферроплатина	-	(Pt,Ir,Rh, Ru) ₃ Fe	-	-	Pt ₃ Fe
Тетраферроплатина	-	-	-	-	Pt (Fe,Cu,Ni)
Туламинит	-	-	-	-	Pt ₂ Fe (Cu,Ni)
Ферроникельплатина	-	-	-	-	Pt ₂ Fe (Ni,Cu)
Хонгшит	-	-	-	-	Pt(Cu,Fe) Pt(Cu,Sb)
Лаурит	(Ru,Os,Ir)S ₂	-	(Ru,Os,Ir)(S,As) ₂	(Ru,Ir) S ₂	(Ru,Os)S ₂
Эрликманит	(Os,Ru,Ir)S ₂	-	(Os,Ru,Ir)(S,As) ₂	-	-
Купроиридсит	-	-	Cu(Ir,Pt) ₂ S ₄	CuIr ₂ S ₄	-
Кашинит	-	-	-	Ir ₂ S ₃	-
Сульфиды Ir	-	-	(Ni,Fe,Ir, Cu) _{1-x} S	(Ni,Fe,Ir, Cu) _{1-x} S	-
Сперрилит	-	-	-	-	PtAs ₂
Ирарсит	-	-	IrAsS	-	(Ir,Rh) AsS
Осарсит	-	-	(Os,Ir,Ru)AsS	-	-
Холлингуортит	-	-	-	-	(Rh,Ir) AsS
Головкит	-	-	-	IrSbS	-

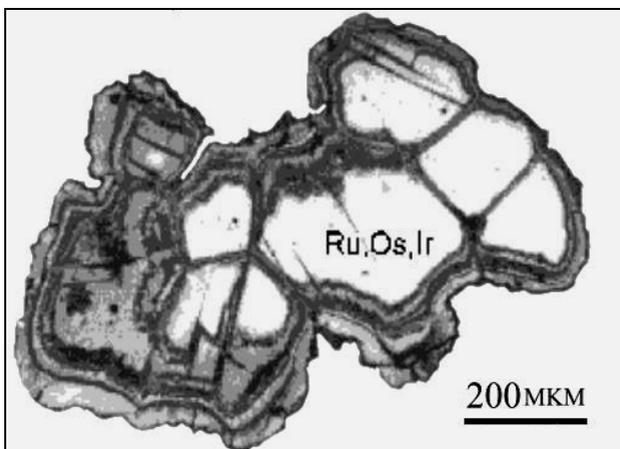


Рис. 2. Зональная коррозионная кайма мышьяковистого лаурит-эрликманита коррозионного вторичного парагенезиса на выделении твердого раствора (Ru, Os, Ir). Снимок сделан на растровом электронном микроскопе AMRAY

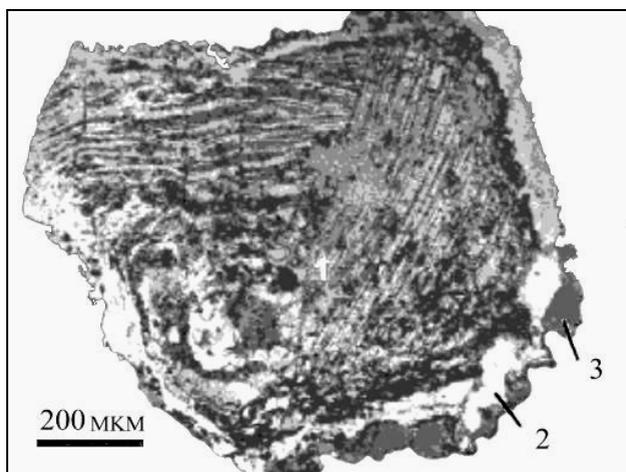


Рис.3. Слоистый полиминеральный самородно-сульфидный агрегат МПГ (1), обрастающий МПГ вторичного наложенного парагенезиса - ферроникельплатиной (2) и лауритом (3). Снимок сделан на растровом электронном микроскопе AMRAY

Fe, Ni, As и новообразованных более чистых самородных Os, Ir, Ru, мышьяковистых лаурит-эрликманитов и сульфидных соединений Ir с Cu, Fe, Ni. Микроскопически это весьма тонкозернистые пористые агрегаты самородных, сульфидных и сульфоарсенидных фаз, имеющие слоистую, концентрически-зональную, иногда субграфическую текстуру.

Минералы вторичного наложенного Os-Ir-Ru парагенезиса развились отчетливо позднее коррозионного – их выделения нарастают на коррозионные пленки, выполняют трещины в вышеописанных тонкозернистых сульфидно-самородных тонкозернистых агрегатах (рис.3). К наложенному Pt парагенезису отнесены вновь образованные самостоятельные выделения собственно платиновых минералов и сокристаллизующиеся с ними минералы других платиноидов, фиксирующиеся в виде включений в первых. Совместно с ними образованы и сульфиды, не содержащие ЭПГ - халькозин (дигенит), пентландит, миллерит и хизлеводит. Видовой состав наложенных парагенезисов наиболее многочислен и представлен самородными металлами, сульфидами, арсенидами, антимонидами, сульфурсенидами, сульфоантимонидами ЭПГ. Среди последних наиболее значительна роль Ir, Ru, Pt и Rh.

Интенсивность преобразований минералов первичного Os-Ir-Ru парагенезиса различна. В россыпях западной и северной частей массива они проявлены на части зерен самородных осмиридов в виде тонких (до 50 мкм) коррозионных пленок, придающих зернам серый цвет. В восточной части массива (Порошинский лог, реки Соленая, Черный Шишим) количество зерен с пленками резко увеличивается, а цвет их становится черным вследствие увеличения мощности оболочек. В южной части массива в россыпи проявление коррозионного парагенезиса достигает максимума. Отдельные выделения МПГ здесь сложены слоистыми агрегатами, в которых слои самородной и развитой по плоскостям спайности сульфидно-арсенидной фаз чередуются, а толщина слоев достигает 0.5 мм. Вторичный наложенный парагенезис МПГ развит также почти исключительно в Восточно-Шишимской россыпи. Единичные его минералы встречены, кроме того, в россыпи р. Каменка в западной части массива.

Накопленный к настоящему времени материал по минералогии и геохимии платиноидов в альпинотипных комплексах мира позволяет сделать вывод о приуроченности МПГ к залежам хромититов. Так, А.А. Иванов указывал на приуроченность наиболее богатых МПГ россыпей к участкам хромитовых проявлений в пределах Верх-Нейвинского массива [4]. Кроме того, он отмечал, что в ряде случаев россыпи начинаются непосредственно ниже места пересечения выходов месторождений хромита долинами рек и логов, а также элювиальный и элювиально-делювиальный типы рыхлых образований в них. Выполненные ученым

“многочисленные” пробирные анализы хромититов свидетельствовали о “весовых” содержаниях платиноидов в Лешачьих логах, Жужинской и Шаромской горах, причем большинство проб с положительными результатами характеризовали вкрапленные хромитовые руды [4].

Работами Ю.А. Волченко с соавторами коренное платиноидное оруденение Верх-Нейвинского массива отнесено к “нуралинско-верхнейвинскому” типу зон перехода к краевому полосчатому комплексу [2]. Геохимическая специализация хромититов выражается следующим рядом (в порядке уменьшения концентраций относительно хондрита): Os-Ru-Ir-Rh-Pt-Pd. Описанная выше платиноидная минерализация россыпей находится в хорошем соответствии с этими геохимическими данными.

Минераграфическое изучение хромитовых руд месторождений Верх-Нейвинского массива проводилось, по-видимому, в небольших объемах, поскольку собственные минералы платиноидов до сих пор не упоминались или упоминались при описании платиноидов альпинотипных комплексов в целом. Наши немногочисленные исследования, выполненные в аншлифах сплошных и вкрапленных руд западной (Троицкий и Жужинский рудники), южной (г. Шаром) и центральной (рудники в верховьях р. Соленая, Александровский) частей массива, позволили неоднократно зафиксировать выделения платиноидов. Однако невысокая размерность зерен, составляющая 2-5 мкм, реже до 20 мкм, а также видовой состав - только кристаллические включения лаурита и эрликманита в хромшпинеллиде не отвечают этим характеристикам МПГ из россыпей.

Анализ литературных материалов показывает, что, несмотря на неоднозначность в трактовке генетических связей различных комплексов базит-гипербазитовых пород и происхождения краевых полосчатых серий, практически все исследователи признают: 1) специализацию хромититов из магнезиальных дунит-гарцбургитовых пород на Os-Ir-Ru парагенезис МПГ, а железистых пироксенитовых пород - на Pt-Fe парагенезис МПГ [3, 5 и др.]; 2) устойчивую связь минералов платиновой группы вторичных парагенезисов с комплексом гидратированных силикатов группы серпентина [1, 3, 9 и др.].

Пространственное распределение выделенных нами парагенезисов МПГ в изученных россыпях совпадает с площадями развития соответствующих этим парагенезисам породно-хромититовых серий. Дунитовые и гарцбургитовые породы с залежами хромититов слагают большую часть массива, а в россыпях здесь развит исключительно Os-Ir-Ru первичный парагенезис МПГ. Химический состав гексагональных твердых растворов системы Os-Ir-Ru характеризуется Ru трендом, а состав хромшпинеллидов из сростков с этими минералами соответствует со-

ставу хромшпинеллидов из сплошных и вкрапленных хромититов месторождений в дунит-гарцбургитовых породах. Клинопироксениты развиты только в зоне контакта дунит-гарцбургитовых пород с телами габбро. Продукты размыва зоны контакта представлены в россыпях южной части массива, где помимо Os-Ir-Ru первичного парагенезиса развит во всем своем видовом многообразии Pt парагенезис.

Важно отметить не только приуроченность к зоне контакта с габбро платинового парагенезиса МПГ, но и максимальное проявление здесь вторичного коррозионного и наложенного Os-Ir-Ru парагенезисов. Кроме того, зерна минералов Pt парагенезиса не несут каких-либо вторичных изменений, в том числе и коррозию одних из них другими. Не были обнаружены также обычные для полосчатых серий сплавы системы Os-Ir-Ru-Pt со значительными содержаниями платины [3], или пористая платина. Итак, внедрение тел габбро и связанных с ними флюидов способствовало образованию клинопироксенитов с платиновым парагенезисом МПГ - вторичным наложенным по отношению к МПГ в дунит-гарцбургитовых породах. Последние, по-видимому, в примыкающих к клинопироксенитам блоках дунитов и гарцбургитов подверглись относительно низкотемпературному метаморфизму, формируя минералы вторичных парагенезисов, распространенность которых резко уменьшается по мере удаления от зоны восточного контакта массива. Наложённые парагенезисы МПГ предположительно связаны с гидротермальным метасоматозом завершающей стадии метаморфизма в наиболее пронизываемых для растворов участках руд.

Таким образом, коренными источниками минералов платиновой группы в россыпях Верх-Нейвинского массива являются дунит-гарцбургит-хромититовые комплексы. При этом наиболее богатые “кустовые” участки этих комплексов, несущие крупные частицы самородных Os, Ir и Ru, необязательно связаны со сплошными скоплениями хромитовых руд. На площадях развития клинопироксенитов могут быть обнаружены концентрации собственных минералов платины, однако, судя по малой распространенности их в россыпях (не более 5% всех МПГ), вряд ли возможно увеличение их масштабов.

Библиографический список

1. Бетехтин Л.Г. Платина и другие минералы платиновой группы. М., 1935. 148с.
2. Волченко Ю.А., Коротеев В.А., Чащухин И.С., Неустроева И.И. Генетические типы хромит-платиноидного оруденения в альпинотипных комплексах подвижных систем (на примере Урала) // Ежегодник-1997/ Институт геологии и геохимии. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. С.190-193.

3. Дистлер В.В., Крячко В.В., Лапутина И.П. Эволюция парагенезисов платиновых металлов в альпинотипных гипербазитах // Геология рудных месторождений. 1986. №5. С.16-33.

4. Иванов А.А. Месторождения осмистого иридия. Свердловск:УФАН СССР, 1944. 88с.

5. Мочалов А.Г., Жерновский И.В., Дмитренко Г.Г. Состав и распространенность самородных минералов платины и железа в ультрамафитах // Геология рудных месторождений. 1988. Т.30. №5. С.47-58.

6. Мурзин В.В., Сустанов С.Г., Мамин Н.А. Золотая и платиноидная минерализация россыпей Верх-Нейвинского массива альпинотипных гипербазитов (Средний Урал). Екатеринбург: УГГГА, 1999. 93с.

7. Рудашевский Н.С., Мочалов А.Г., Жданов В.В. Минеральные парагенезисы платиноидов ультрамафитов // Зап. Всес. минерал. об-ва. 1983. Вып.1. С.3-13.

8. Talhammer O.A.R., Prochaska W., Muhlhans H., Stumpf E.F. Silicate, sulphide and platinum mineral inclusions in chromitites from the eastern alps, Austria // Bull. Geol. Soc. Finl. 1989. N61. Pt 1. P.37.

А.Ю. Кисин, А.А. Баталина, В.В. Мурзин
Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург

РУБИНОВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В МУРЗИНСКО- АДУЙСКОМ МЕТАМОРФИЧЕСКОМ КОМПЛЕКСЕ (СРЕДНИЙ УРАЛ)

Промышленных месторождений рубинов ювелирного качества на Урале, как и в России в целом, пока не известно. По литературным данным, наиболее крупные месторождения высококачественных рубинов связаны с мраморами (Юго-Восточная Азия, Восточная Африка, Афганистан, Пакистан и др.). Несмотря на то, что этим месторождениям посвящено довольно много публикаций, геология самих месторождений описана крайне слабо и не дает четких представлений о геологическом строении и генезисе месторождений. В 1979 г. рубиновая минерализация в мраморах установлена в Кочкарском антиклинории на Южном Урале, изучение которой позволило выяснить некоторые вопросы структурной позиции и генезиса месторождения, наметить основные принципы прогнозирования [1]. Обнаружение и изучение новых рудопроявлений рубина на Среднем Урале (в Мурзинско-Адуйском, Джабык-Карагайском и Суундукском антиклинориях) и в Кордильерах (в мраморном карьере в районе г. Сан-Бернардино (Калифорния)) позволили расширить и уточнить основные принципы прогнозирования. Осо-

бенно интересный материал был получен по Липовскому [2] и Алабашскому проявлениям [3] в Мурзинско-Адуйском антиклинории, описанию которых и посвящена настоящая статья.

Мурзинско-Адуйский антиклинорий расположен на восточном склоне Среднего Урала. В связи с пересмотром геологии Урала с позиций концепции тектоники плит разные исследователи называют его то микроконтинентом, то террейном. По нашим представлениям - это общекоровая (глубинная) положительная структура продольного изгиба, образовавшаяся в верхнепалеозойское время (то есть на коллизийном этапе развития Урала) по механизму, описанному в [4]. Антиклинорий сложен глубокометаморфизованными породами: гнейсами, гранито-гнейсами, амфиболитами, кристаллическими сланцами и мраморами. Метаморфические породы «рвутся» многочисленными дайками гранитоидов и пегматитов, в т. ч. миароловыми с драгоценными камнями. В центральной части антиклинорий имеет субширотный пережим, делящий его на две части: северную (Мурзинский массив) и южную (Адуйский массив).

Липовское проявление благородного корунда пространственно совпадает с Липовским месторождением силикатных никелевых руд и расположено в восточной части вышеупомянутого пережима, в зоне сочленения Мурзинского и Адуйского гранито-гнейсовых массивов. Возможно, этим объясняется весьма сложная разрывная тектоника участка. Здесь метаморфическое обрамление массивов представлено мощной (более 1 км) зоной мегабрекчий, сложенных серпентинитами, мраморами, амфиболовыми гнейсами, амфиболитами, гранитоидами. Широко развиты дайки гранитов и пегматитов. Корундовая минерализация установлена только в мраморах. Среди последних выделяются *рекристаллизованные* и *перекристаллизованные* разновидности. К рекристаллизованным отнесены светлые средне- крупнозернистые кальцитовые мраморы с характерной полигональнозернистой структурой, *образовавшиеся в результате динамотермального метаморфизма на прогрессивном этапе и тектонического течения в пластическом состоянии*. Для них характерен также кливаж течения, разбивающий мрамор на плиты мощностью от 1-2 см до нескольких метров. В обрамлении Мурзинского массива кливаж имеет азимут простирания $16-22^\circ$ и угол падения $70-80^\circ$; в обрамлении Адуйского массива азимут простирания кливажа – 280° и угол падения – 80° . Таким образом, трещины кливажа течения в плане субконформны границам гранито-гнейсовых массивов, круто падая от них. Следовательно, источником стрессового давления здесь явились вышеупомянутые массивы. Перекристаллизованные мраморы имеют также кальцитовый состав, образуя зоны среди рекристаллизованного мрамора контролируемые трещинами кливажа. Мрамор

массивный, средне- крупнозернистый с характерной панидиобластовой структурой. В большинстве случаев границы зон перекристаллизации выражены неотчетливо. Учитывая, что данные мраморы имеют массивную текстуру, часто содержат «залеченные» трещины кливажа (фиксируемые акцессорной минерализацией), а также рассеянную акцессорную минерализацию, образование их происходило после *снятия стрессового давления (регрессивный этап метаморфизма) при активном участии флюидов*. В результате этих процессов в мраморах сформировалась вторичная, кристаллизационная полосчатость, контролируемая трещинами кливажа.

Мраморы секутся многочисленными дайками гранитоидов и пегматитов. Зоны закалки в дайках обычно отсутствуют. Наблюдается слабая перекристаллизация мрамора на глубину до 10 мм. Пегматиты часто крупно- до гигантозернистых, иногда представлены кварц-полевошпатовой субграфикой (при мощности дайки в 20-30 см). Дайки гранитоидов не секутся трещинами кливажа, но иногда на них накладывается катаклаз. Таким образом, массовое внедрения даек гранитоидов и пегматитов происходило после снятия стрессового давления, но температуры вмещающих пород и магматического расплава были близки, что по времени соответствует смене прогрессивного этапа метаморфизма регрессивным. Аналогичная ситуация наблюдается и в Кочкарском антиклинории на Южном Урале [1]. Определения абсолютного возраста даек гранитоидов отвечают верхнему палеозою (250-255 млн лет) [5]. Метаморфические породы Мурзинско-Адуйского антиклинория обычно считаются более древнего возраста, вплоть до докембрийских. Появляется резкое несоответствие между абсолютными возрастными метаморфизма и дайкового комплекса, не наблюдаемое по вышеприведенным геологическим данным. В мраморах Липовского участка фаунистические остатки отсутствуют, но в Кочкарском антиклинории метаморфизм наложился и на фаунистически охарактеризованные нижнекаменноугольные карбонатные отложения (с появлением корундовой минерализации, требующей высоких температур). Такая же картина наблюдается и в Суундукском антиклинории. Итак, не исключена вероятность того, что во всех трех антиклинориях высокоградиентный метаморфизм проходил в одно время.

На Липовском участке корундовая минерализация в мраморах, как и в других местах, показывает полную независимость от даек гранитоидов и пегматитов. В то же время она контролируется трещинами кливажа течения. В карьере №4 (обрамление Адуйского массива) корунд наблюдается исключительно в трещинах кливажа, образуя гнезда и пунктирную вкрапленность, ориентированную по направлению оси пластичного течения мраморов (азимут падения 280° , угол падения 80°).

В ассоциации с корундом обычны флогопит, пирит, рутил, иногда фуксит. Корунд образует бесформенные зерна и сростки с вышеперечисленными минералами (цвет от светло-розового до красного, бледно-лиловый до темно-синего; окраска часто пятнистая, неравномерная). Корунд обычно замутнен, хотя встречаются и совершенно прозрачные камни, лишенные каких-либо дефектов. В карьере №8 (обрамление Мурзинского массива) рубиновая минерализация наблюдается в обоих типах мраморов и приурочена к трещинам кливажа, заполненным небольшими линзами фукситового агрегата. В ассоциации с рубином отмечены пирит, пирротин, рутил, флогопит, сфен и другие минералы. Рубины представлены мелкими (до 3 мм) плохо оформленными замутненными кристаллами темно-красного цвета. В мраморах, вблизи трещин кливажа, наблюдается рассеянная вкрапленность розового рубина, иногда сопровождающаяся той же акцессорной минерализацией.

Участок «Алабашка» располагается в северо-западной, внутренней части Мурзинского массива, на площади хорошо известного Алабашского пегматитового поля. Площадь участка сложена метаморфическими породами различного состава: кварц-биотитовыми сланцами, амфиболитами и гнейсами, прорванными многочисленными дайками гранитов и пегматитов. Широко распространены мраморы, в виде отдельных блоков и линз размерами до 100х500 м и более. Среди них преобладают светлые крупнозернистые рекристаллизованные мраморы, разбитые трещинами кливажа течения на плиты мощностью от первых сантиметров до 1-2 м. Простираение трещин кливажа около 330° при субвертикальном или крутом восточном падении. На отдельных участках наблюдаются перекристаллизованные мраморы, мелко- до крупнозернистых. Все мраморы кальцитовые. По трещинам кливажа часто наблюдаются инъекции гранитов мощностью первые сантиметры. Приконтактные изменения в мраморах и гранитных прожилках не наблюдаются. Следовательно, внедрение гранитных прожилков происходило сразу после снятия стрессовых напряжений. Реже мраморы секутся дайками гранитоидов мощностью в первые метры. Азимут простираения даек – около 340-345°, угол падения – 50° на С.-В. Приконтактные изменения выражены в перекристаллизации мрамора на глубину до 1 см. Признаков влияния стрессового давления на дайки не отмечено. Акцессорная минерализация мраморов представлена крупночешуйчатым деформированным графитом, рубином, красной шпинелью, несколькими разновидностями флогопитов, фукситом, паргаситом (в том числе хромовым), диопсидом, сфеном, апатитом, адуляром, скаполитом, пиритом, пирротинном. В нерастворимых остатках отмечаются мелкие знаки золота. Часть минерализации носит рассеянный характер, а часть приурочена к трещинам кливажа, реже к секущим трещинам. Какие-либо

признаки отнесения данных мраморов к карбонатитам, как предполагают некоторые исследователи [6, 7], нами не обнаружены. Отмечаются признаки пластичного течения мраморов под влиянием стрессового давления (рекристаллизация, кливаж) и перекристаллизации отдельных участков при воздействии флюидов. Мраморы данного участка отличаются от мраморов Липовского участка лишь залеганием внутри гнейсовой толщи и содержанием более богатой аксессуарной минерализации.

Разрывная тектоника на участке изучена слабо ввиду его плохой обнаженности. Проявляется система резко выраженных в рельефе прямолинейных логов с азимутом простирания около 60° . По одному из них имеются обнажения вышеописанных мраморов с дайками гранитоидов. Данный лог, вероятно, фиксирует разлом сколового характера, о чем свидетельствуют находки крупных кусков кварца с зеркалами скольжения и друз горного хрусталя, несоответствие пород на противоположных бортах лога, показывающее признаки правого сдвига. Предполагается, что и другие лога такого же простирания на данном участке фиксируют тектонические нарушения сколового характера.

На левом борту вышеописанного лога, в непосредственной близости от мраморов, в 2000-2001 гг. шнековым бурением выявлен участок с богатой рубиновой минерализацией. Поисковые работы проводило ЗАО «ТЕРРА-97». По одной из линий скважин была пройдена траншея 10×20 м и глубиной до 7 м, показавшая, что рубиновая минерализация приурочена к мощной зоне брекчирования, с наложенной корой выветривания каолинового профиля. В траншее видимая мощность брекчий достигает 4 м, а с учетом данных бурения она может составить несколько десятков метров. Азимут простирания зоны – около 360° , угол падения – около 70° на восток (возможно, что это частный случай, наблюдаемый только в траншее; в северном конце траншеи наблюдается слабый поворот зоны к востоку). Вмещающими породами являются сильно катаклизированные граниты, местами сами похожие на брекчии. Граниты светлые, мелко- до крупнозернистых, участками пегматоидные. Мелкозернистые граниты в результате выветривания превращены в каолин-кварцевую массу, а крупнозернистые граниты и пегматиты представлены дресвянистым материалом. Ориентировка трещин различная, форма часто клиновидная. Трещины выполнены глиной трения, местами с фукситом, флогопитом, рубином или изумрудно-зеленым гранатом (цаворитом). Граниты около трещин в одних случаях осветлены, в других – хлоритизированы. В северо-западном углу траншеи вскрыты амфиболиты. Контакты амфиболитов с гранитами тектонические, с зоной брекчий (без наложенной минерализации) и зеркалами скольжения. Зона брекчий имеет азимут простирания около 360° и падение на восток под углом около 70° . Азимут падения наиболее круп-

ных зеркал скольжения - 292° , угол падения - 60° . По характеру движения они, вероятно, являются взбросами, поскольку в лежачем боку зоны наблюдаются короткие (5-10см) трещины отрыва. Это показывает, что минерализованные брекчии являются частью тектонической зоны.

Рубиноносные брекчии по диагонали пересекают всю траншею. Учитывая сильную тектоническую нарушенность пород, определить границы зоны брекчий местами трудно. Широко распространены зеркала скольжения различной размерности и ориентировки. Некоторые из них наложены уже непосредственно на брекчии. Размеры обломков – от первых миллиметров до глыб; форма угловатая до плитчатой. Породы в обломках не всегда определяется однозначно. Хорошо диагностируются крупнозернистые граниты и пегматиты, обычно выветрелые до дресвянистого состояния; обломки темно-серого жильного кварца, без признаков растворения и регенерации. Мелкозернистые граниты обычно преобразованы в каолин-кварцевую массу с сохранившейся структурой гранитов. Внешние зоны обломков гранитов часто осветлены. Иногда наблюдаются хлоритизация или ожелезнение (гидроокислы железа). В составе других обломков часто присутствуют фишашково-зеленый нонтронит и ожелезненные темные глины, которые, вероятно, были обломками амфиболитов и амфиболовых гнейсов. Цемент брекчий состоит из того же тонко дробленного материала с большим содержанием слюдистых минералов, вплоть до почти мономинеральных слюдитов. Слюдистые минералы представлены в одних случаях фукситом ярко-зеленого цвета, в других – флогопитом, в различной степени гидратированным и хлоритизированным. Шлиховое опробование рыхлого материала брекчий почти повсеместно показывает наличие рубиновой минерализации. Содержание рубина резко варьирует от места к месту. То же самое касается размеров, доминирующего габитуса, а также цвета и дефектов кристаллов, минеральных парагенезисов. Изучение зоны брекчий по простиранию, на вскрытом траншейей участке, показало наличие гнездообразных скоплений рубиновой минерализации и приуроченность гнезд крупных интенсивно окрашенных кристаллов к зонам развития темного флогопита. С фукситом чаще ассоциируют светлоокрашенные рубины. Результаты бурения свидетельствуют о большой вертикальной протяженности гнезд, в несколько раз большей, чем их горизонтальные параметры. Все перечисленные признаки позволяют установить, что рубиновая минерализация находится в коренном залегании. На это же указывает и наличие в одном гнезде друзового материала, представленного сростками кристаллов рубина, адуляра, флогопита, фуксита, пирита, рутила, сфена, достигающих 0,5 кг. Кроме того, рубины из каждого гнезда имеют собственные отличия по габитусу и

размерам кристаллов, цвету, прозрачности, дефектности и сопутствующим минералам.

Кристаллы корунда таблитчатые до длиннопризматических; преобладают короткопризматические, с удлинением 1,5-2 и с хорошо развитыми гранями пинакоида, ромбоэдра и призмы. Ребра кристаллов часто закруглены или осложнены ступеньками роста. Для многих кристаллов характерна высокая кавернозность, объясняющаяся их скелетным, футляровидным ростом. Цвет красный, часто с пурпурным оттенком, от светлых до очень темных, с преобладанием средних тонов. Большинство камней имеют чистую, яркую окраску, но в отдельных гнездах встречаются рубины с примесью коричневого цвета. Прозрачность удовлетворительная. Основным дефектом рубинов являются трещины отдельности, образовавшиеся в результате механических деформаций. Сопутствующие минералы: флогопит, фуксит, адуляр, сфен, апатит, пирит, рутил, иногда графит. Взаимоотношения между минералами пока изучены недостаточно. Включения рубина отмечаются в адуляре, флогопите, фуксите, сфене, но с ними он образует и тесные сростания. В качестве включений в рубине обычен пирит в виде скопленных мелких кристалликов (20-гранников) в центральной части кристалла-хозяина, реже – апатит и рутил; последний иногда образует сагенитовые решетки, вызывая эффект астеризма. На некоторых кристаллах отмечаются наросшие кристаллы диаспора. Как видно из описания, сопутствующие минералы рубиновой минерализации в брекчиях те же, что и в мраморах.

Южным концом вышеописанная зона брекчий выходит на блок мраморов. Мрамор светлый, крупнозернистый рекристаллизованный и перекристаллизованный, с будинами амфибол-диопсидовых пород. Характерен сильный катаклиз и обильная, но крайне неравномерная рубиновая минерализация. Сопутствующие минералы те же, но адуляр встречается реже.

Судя по приуроченности корундовой минерализации к зоне брекчий и по сопутствующим минералам, генезис месторождения гидротермально-метасоматический. Время и условия образования брекчий и рубиновой минерализации в них пока неясны. По составу обломков пород слагающих брекчию, составу цемента и минеральным парагенезисам рубина можно предположить формирование брекчий на раннем регрессивном этапе метаморфизма, после внедрения и становления дайкового комплекса. Минерализация формировалась на пневматолито-гидротермальной стадии в течение длительного времени. Часть минералов ранних парагенезисов была уничтожена в процессе эволюции процесса, остальная часть наблюдается в виде обохренных и глинистых реликтов. К минералам ранних парагенезисов относится, вероятно,

крупночешуйчатый графит, температура выгорания которого составляет 700-750°C, что хорошо согласуется с оценками температур регионального метаморфизма в Мурзинском массиве. Появление диаспора свидетельствует о продолжении процесса и при температурах ниже 420°C. Не исключено одновременное формирование брекчий и рубиновой минерализации, о чем могут свидетельствовать деформации кристаллов всех вышеописанных минералов, а также трещины отдельности в корунде.

Таким образом, как на Липовском участке, так и на Алабашском рубиновая минерализация, сформировавшаяся на регрессивном этапе метаморфизма при активном участии флюидов, отвечает корунду 3-го типа Кучинского участка в Кочкарском антиклинории [1]. Рубины 1 и 2-го типов, характерные для Кучинского участка, здесь пока не установлены (как и магнезиальный метасоматоз). Причины этого факта пока не вполне ясны. Время образования рубиновой минерализации в метаморфических комплексах восточного склона Урала оценивается как верхний палеозой.

Библиографический список

1. *Кисин А.Ю.* Месторождения рубинов в мраморах (на примере Урала). Свердловск: УрО АН СССР, 1991.
2. *Кисин А.Ю.* Липовское проявление благородного корунда // Ежегодник-93: Сб. науч. тр. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1994. С. 94-95.
3. *Кисин А.Ю., Баталина А.А.* Рубиноносные брекчии: новый промышленно-генетический тип месторождений?// Ежегодник-2001: Сб. науч. тр. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2002. С. 273-276.
4. *Коротеев В.А., Кисин А.Ю., Сазонов В.Н.* Модель формирования складчатых поясов на коллизионном этапе (на основе горизонтального сжатия с изгибом) // Докл. РАН. 1998. Т. 358. №4. С. 508-510.
5. *Ферштатер Г.Б.* Гранитоидный магматизм и формирование континентальной земной коры в ходе развития Уральского орогена // Литосфера. 2001. №1. С. 62-85.
6. *Белковский А.И., Бушев А.Г., Попов В.А.* Рубиноносные карбонаты Юго-Западного Памира и Урала) // Мат-лы Уральской летней минералогической школы – 98: Уральская летняя минералогическая школа. Екатеринбург: Изд-во УГГГА, 1998. С. 193-194.
7. *Попов В.А., Канонеров А.А., Муфтахов В.А.* Уваровит из карбонатов Алабашки (Средний Урал) // Мат-лы Уральской летней минералогической школы – 98: Уральская летняя минералогическая школа. Екатеринбург: Изд-во УГГГА, 1998. С. 113-114.

ЗОЛОТО ВЕЛСОВСКОЙ И КРЕСТОВОЗДВИЖЕНСКОЙ РОССЫПЕЙ

Крестовоздвиженская и Велсовская россыпи локализируются вдоль Поповско-Промысловской зоны разломов (надвигов), контролирующей размещение метаморфогенных гидротермалитов золото-кварцевой формации западного склона Северного и Среднего Урала [2]. Обе россыпи относятся к аллювиальному генетическому типу и приурочены к приплотиковым частям речных долин [1].

Морфология золота описываемых месторождений весьма разнообразна. Она определяется, в первую очередь, обликом индивидов в коренном источнике, и только потом – процессами преобразования в россыпи. Как для Велсовского, так и для Крестовоздвиженского месторождений могут быть выделены три основных морфологических типа, унаследованных от коренных пород (рис.1, 2). Это субидiomорфные изометричные зерна, нередко с отдельными гранями (1 тип), пластинчатые выделения с неровными краями (2 тип) и ксеноморфные или интерстициальные зерна, крупные индивиды часто с пережимами, выделяющимися ребрами и утолщениями, а мелкие – неправильной формы (3 тип). Их морфология позволяет считать, что они кристаллизовались соответственно в открытых полостях, на границе между двумя зернами или полостях (интерстициях) на стыке ранее сформировавшихся минералов. Последний тип золота на Крестовоздвиженском месторождении напоминает фигурки животных.

В процессе механического преобразования в россыпи золотины окатываются. Изометричные зерна первого типа приобретают эллипсоидную форму, пластинчатые выделения преобразуются в листоватые, нередко с загнутыми краями, а неправильные интерстициальные индивиды сминаются в комковатый агрегат. Кроме вмятин, которые постепенно сглаживают поверхность зерен, зафиксированы и валообразные уступы. Их образование может говорить о том, что уплощение золота происходит не только путем прямых ударов, но и касательных, которые «отгоняют» верхние слои золота к краевым частям.

Для обеих россыпей характерно преобладание золотин уплощенной и неправильной (интерстициальной) формы, что может свидетельствовать о формировании основной части золота в коренных источниках в одинаковую стадию рудообразования.

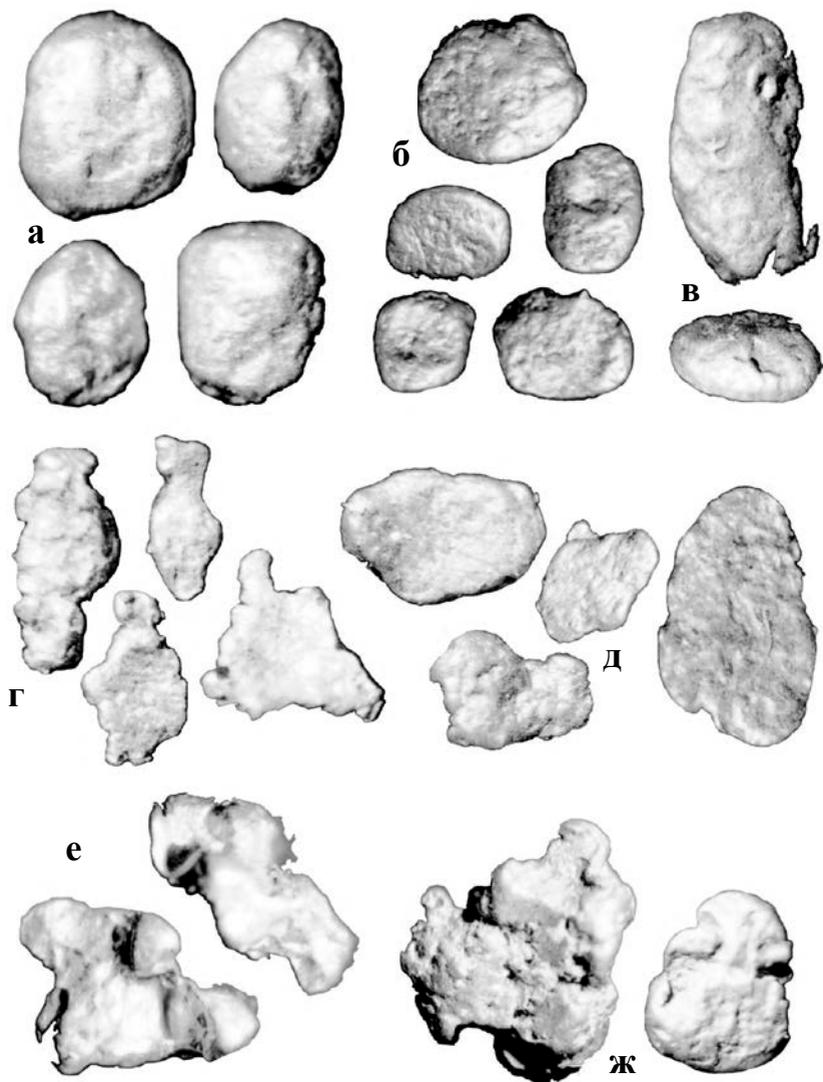


Рис 1. Морфология золота Велсовской россыпи: а– субидоморфные изометричные (1тип) и образующиеся за счет них эллипсоидные (б), в том числе с валообразными уступами (в); г– пластинчатые (2 тип) и развитые по ним окатанные и листоватые (д); е– ксеноморфные интерстициальные (3 тип) и образующиеся за счет них комковатые агрегаты (ж)

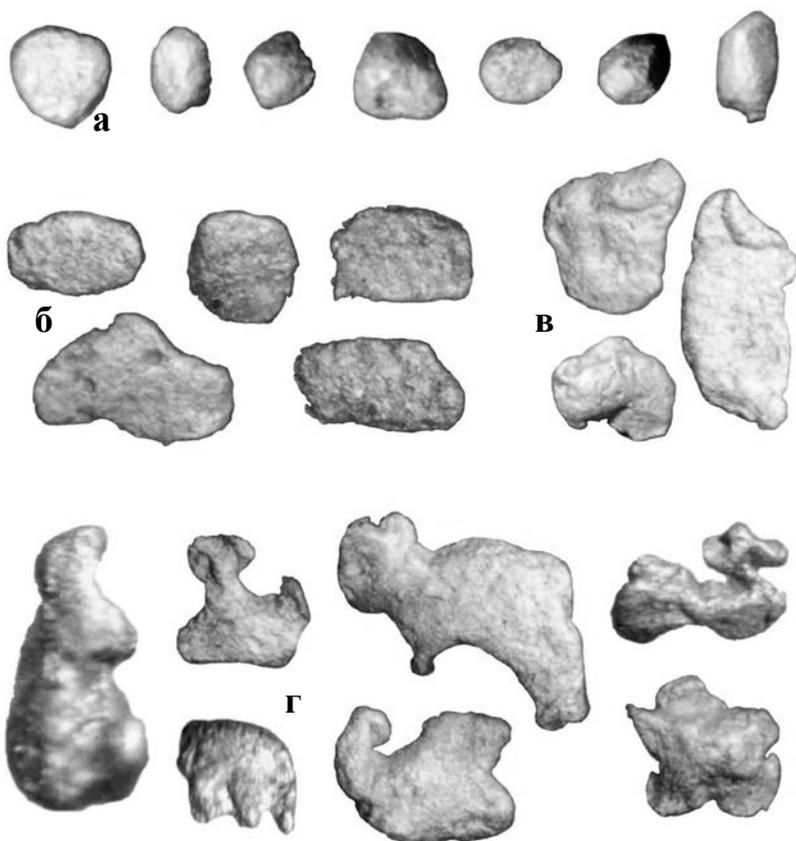


Рис 2. Морфология золота Крестовоздвиженской россыпи: а– субидиоморфные изометричные (1тип); б– пластинчатые (2 тип) и развитые по ним листоватые с загнутыми краями (в); г– ксеноморфные интерстициальные (3 тип) в различной степени окатанные

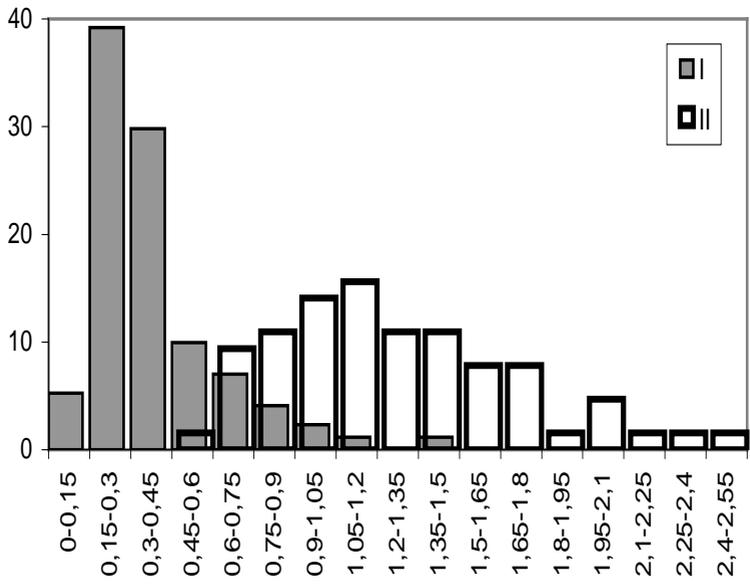


Рис 3. Характер распределения granulометрии золота в Крестовоздвиженской (I) и Велсовской (II) россыпях

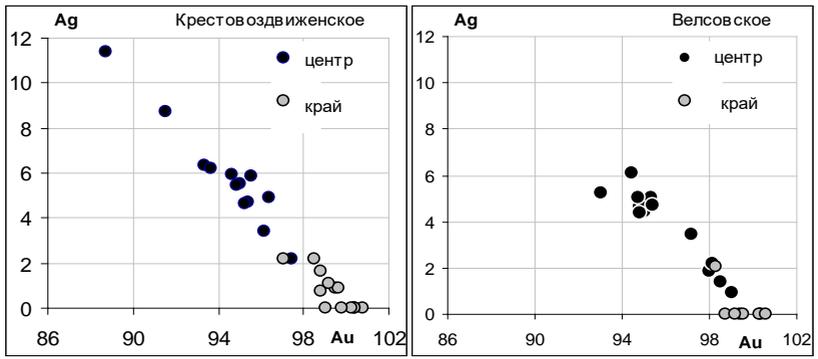


Рис 4. Распределение Au – Ag в золотилах в Крестовоздвиженской и Велсовской россыпей

В качестве включений в золоте встречены зерна кварца, слюды (серицита), что может косвенно говорить о метаморфической природе золоторудной минерализации.

Гранулометрия золота Велсовского и Крестовоздвиженского приисков несколько различается (рис. 3). Для Северного Урала характерен более крупный размер золотин (0,5– 2,5 мм, мода 1,05-1,2 мм), а для Среднего Урала – более мелкий (0,1– 1,5 мм, мода 0,15-0,3 мм).

Зерна золота характеризуются зональным строением, обусловленным различным распределением серебра и золота. Других примесей в его составе не обнаружено. Краевые части сложены практически чистым золотом (0-3 мас% Ag), а центральные – высокопробным (1-12 мас% Ag). Причем металл Крестовоздвиженской россыпи характеризуются несколько большими вариациями состава (рис. 4). В обоих месторождениях отмечается одномодальное распределение пробности первичного золота. Следовательно, каждое из них формировалось за счет размыва одного коренного источника, которые однородны по составу. Наличие кайм практически чистого золота отражает его гипергенное преобразование в россыпи, что неоднократно описывалось в месторождениях Урала и Дальнего Востока.

* * *

Гранулометрия, морфология и состав золота описанных месторождений позволили показать следующее. Нахождение описываемых россыпей близ экранирующей надвиговой зоны Поповско-Промысловского разлома предопределило сходство золота Крестовоздвиженского и Велсовского приисков. Это близкая морфология зерен (изометричное, пластинчатое, интерстициальное), высокопробное одномодальное распределением состава, одинаковые преобразования в аллювии, что позволяет их связывать с единой формацией – золото-кварцевой.

Имеющиеся различия, а именно: более крупный размер и однородный состав золотин на Велсовском прииске по сравнению с Крестовоздвиженской россыпью, вероятно, является отражением более значительных масштабов рудообразования и более ярко проявленной дифференциации.

Библиографический список

1. Калашиников Н.Г., Наумов В.А., Чуйко В.А. Характеристика золота одного из месторождений Северного Урала // Геология Западного Урала на пороге XXI века / Перм.ун-т. Пермь, 1999. С. 106-108.

2. Чайковский И.И., Чайковская Е.В. Золото–кварцевая формация Северного Урала // Геология и полезные ископаемые Западного Урала / Перм.ун-т. Пермь, 2000. С. 58-62.

О ПИРОПАХ АЛЛЮВИЯ БАССЕЙНА Р. КУЖВЫ

В связи с проблемой поисков первоисточников алмазов уральских и тиманских россыпей важное значение имеют находки пиропов в терригенных осадочных породах в районах Восточно-Европейской платформы, прилегающих к Уралу и Тиману. Объектом исследования являлись аллювиальные отложения бассейна р. Кужвы, правого притока р. Камы в ее верхнем течении.

В полевых условиях из аллювия р. Кужвы и ее притоков сотрудниками кафедры минералогии и петрографии отобраны пробы объемом от 10 до 100 л. После грохочения обломочный материал размером менее 2 мм обогащался на винтовом шлюзе. В лабораторных условиях из концентратов винтового шлюза в бромформе была выделена тяжелая фракция, которая просматривалась под биноклем.

Всего в аллювиальных осадках бассейна р. Кужвы на данный момент обнаружено 15 зерен пиропов (рис.1). Общее число просмотренных проб - 19, суммарный их объем составил 385 л. Таким образом, в среднем один пироп приходится на 26 л породы, но в некоторых пробах встречаемость достигает 1 зерна на 7,5 л породы. Пиропы прозрачные, редко полупрозрачные, окрашены в светло- и бледно-фиолетовый цвет; имеют среднюю (балл 3) и хорошую (балл 4) степень окатанности (окатанность оценивалась по пятибалльной шкале). Размеры их меняются в пределах от 0,20 до 0,60 мм (таблица). Поверхность зерен гладкая или шероховатая. Поверхность ребер некоторых зерен шероховатая, в то время как грани остаются абсолютно гладкими.

На поверхности зерен наблюдаются железистые примазки в бороздах и на дне выбоин при неровной поверхности. Иногда присутствуют прозрачные, черные и бурые включения. На ряде зерен четко прослеживаются детали микроскульптуры граней: ямки, борозды (следы скольжения по дну), треугольные углубления на поверхности, выбоины на зерне. Редко на поверхности сохраняется черепитчатый, бугорчатый микрорельеф, который характерен для пиропов кимберлитов, лишенных келифитовой каймы (рис. 2).

Среди первичных форм пиропов нередко встречаются кубоиды, но в основном это зерна неправильной, овальной, уплощенной или удлиненной формы. Некоторые зерна представляют собой осколки кубоида, которые впоследствии окатались, причем в местах скола иногда

Характеристика пиропов четвертичного аллювия в бассейне р. Кужвы

№ п/п	Размер зерен, мм			Окраска	Форма	Балл окат	Прозрачность
	от	до	сред				
1	0,20	0,23	0,22	Фиолетово-розовая.	Уплощ. кубоид	3	Прозрачный
2	0,27	0,35	0,31	Светло-фиолетовая	Кубоид	4	«
3	0,25	0,42	0,34	«	Неправильн.	4	«
4	0,10	0,34	0,22	Бледно-фиолетовая	Уплощенная	5	«
5	0,20	0,35	0,28	Светло-фиолетовая	Искажен. кубоид	4	Полупрозрачный
6	0,20	0,35	0,28	Бледно-фиолетовая	«	3	Прозрачный
7	0,32	0,50	0,41	«	Неправ., овальная	3	«
8	0,27	0,33	0,30	«	Осколок кубоида	3	«
9	0,32	0,50	0,41	«	Неправильная	4	«
10	0,40	0,40	0,40	Светло-фиолетовая	«	3	«
11	0,45	0,60	0,53	«	Неправ, удлинен	4	«
12	0,45	0,60	0,53	«	Искаж. кубоид	4	«
13	0,40	0,45	0,43	«	Осколок кубоида	3,5	
14	0,35	0,60	0,48	«	Неправ., овальная	3	«
15	0,35	0,60	0,48	Бледно-фиолетовая	Овальная	3,5	«
Среднее	-	-	0,37	-	-	3,6	-

виден «свежий» раковистый излом. Одно зерно неправильной формы, первоначальный кубоид, представляет собой сильно окатавшийся и расколотившийся при переносе сросток двух зерен. Морфологические особенности и размерность выявленных зерен пиропов позволяет предположить их перенос на значительные расстояния от первоисточников и неоднократный переувлажнение содержащих пироп отложений.

В опубликованных работах [1-5] приводится описание морфологических особенностей, физических свойств и размерности зерен пиропов на соседних территориях, которые позволяют выявить ряд общих признаков всех находок.

Во-первых, крупность зерен пиропов в четвертичных отложениях восточных районов Восточно-Европейской платформы не превышает

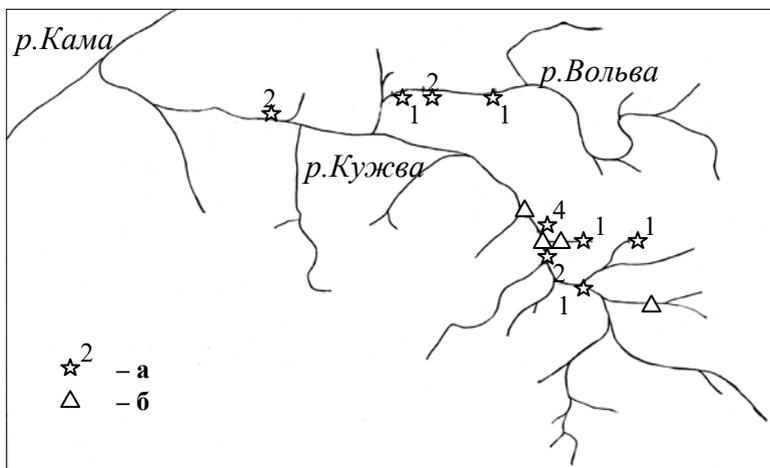


Рис. 1. Пункты отprobования в аллювии бассейна р. Кужвы с данными о находках пиропов: а– места находок пиропов и их количество; б– пустые пробы

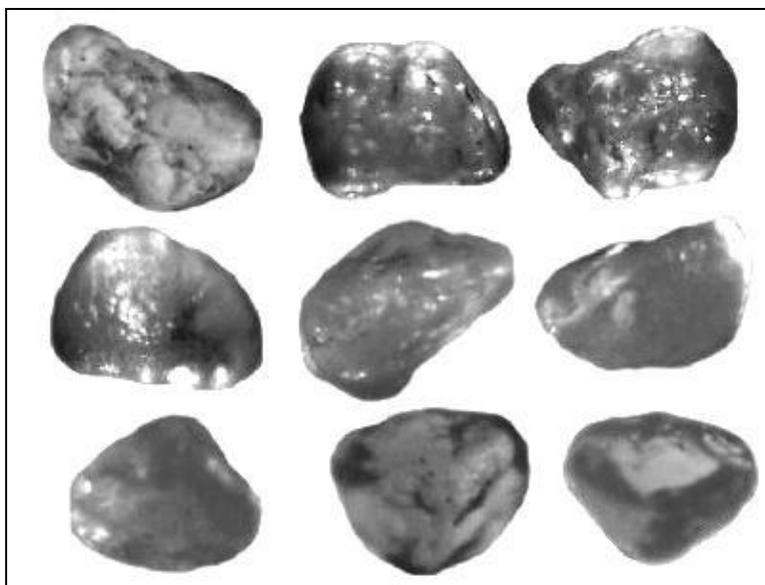


Рис. 2. Морфология пиропы из аллювия р. Кужвы (увеличение 70-100 раз)

1 мм, а чаще даже менее 0,5 мм, причем в южном направлении на территории республики Коми и Пермской обл. происходит уменьшение среднего размера с 0,8-1,0 мм в бассейне р. Вашки до 0,3-0,4 мм в бассейне р. Кужвы.

Во-вторых, среди сохранившихся первичных форм зерен пиропов резко преобладают кубоиды. Остальные зерна имеют овальную или неправильную форму, которая не позволяет судить о первичных формах кристаллических индивидов.

В-третьих, степень окатанности зерен пиропов в основном средняя, иногда до совершенной. Келифитовая кайма на них отсутствует. Детали микроскульптуры граней сохраняются редко в виде небольших углублений треугольной формы, ямок и каплевидных холмиков. Причем в южном направлении поверхность зерен становится более гладкой, а окатанность меняется со средней на хорошую и совершенную. Очень часто поверхность зерен является абсолютно гладкой.

В-четвертых, основная часть зерен пиропов имеет фиолетовую или лиловую окраску разной степени интенсивности, иногда розовую.

В-пятых, в целом невысокое содержание пиропов в рыхлых отложениях восточной части Восточно-Европейской платформы согласуется с мнением о значительной удаленности районов их обнаружения от первоисточников [1-5].

По данным разных авторов, этими источниками могут быть кимберлиты Архангельской провинции или еще не выявленные местные первоисточники [4, 5].

Библиографический список

1. *Васильева Е.Р., Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П.* Комплексное изучение гранатов: опыт применения при оценке алмазоносности кимберлитов // Золото, платина и алмазы Республики Коми и сопредельных регионов: Мат-лы Всерос. конф. Сыктывкар, 1998. С 167-169.

2. *Гаранин В.К., Кудрявцева В.П., Михайличенко О.А. и др.* Минералы-спутники алмаза в отложениях мезозойского и кайнозойского возраста южных районов Республики Коми // Труды XI геол. конф. Коми АССР. Сыктывкар, 1993. Т 4. С.124-129.

3. *Никитин В.Г., Поляков А.А., Михайловская Л.Н.* Состав и условия формирования среднеюрских отложений Тиманского кряжа // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 4. С. 117-127.

4. *Осовецкий Б.М., Манакова Н.Н.* О пиропе восточных районов Восточно-Европейской платформы // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. Сб. науч. статей. Вып. 4. Пермь, 2002. С. 43-49.

5. *Степанов И.С., Сычкин Г.Н.* О находках минералов-спутников алмаза в бассейне верхнего течения р. Камы // Изв. вузов. Геология и разведка. 1991. № 10. С. 154-159.

С.С. Потапов¹, С.М. Блинов²

¹ - Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс

² - Естественнонаучный институт при ПГУ, г. Пермь

СУЛЬФАТЫ КАК ПОКАЗАТЕЛИ ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКИ В КИЗЕЛОВСКОМ УГОЛЬНОМ БАССЕЙНЕ

Кизеловский угольный бассейн – это месторождения каменного угля на территории Пермской обл., разработка которых в небольших объемах начата с конца XVIII в. Масштабное освоение месторождений шахтным способом начато во второй половине XX в.

Минералообразование в местах выхода шахтных вод на поверхность. Геолого-гидрогеологические условия Кизеловского бассейна имеют две основные особенности, способствующие ухудшению экологической ситуации после начала разработки месторождения. Первая – угленосные породы залегают между закарстованными толщами карбонатных пород, обуславливая значительную обводненность угледобывающих шахт; другая – породы угленосной толщи характеризуются высоким содержанием сульфидной и органической серы, достигающим 12-15 %, при среднем уровне 5-8 % [7, 8]. Основной формой нахождения серы является тонкодисперсный пирит, который не устойчив в окислительных условиях. В результате прохождения шахтных выработок кислород проникает к угленосным породам, развивая сернокислотный процесс, детально описанный многими исследователями [4, 9, 11, 15 и др.]. Этот процесс заключается в окислении сульфидов железа при участии тионовых бактерий с образованием серной кислоты.

В результате рассмотренных особенностей в горных выработках формировалось значительное количество кислых шахтных вод, имеющих рН ~2.5-3, минерализацию 1.5-3 г/л (редко до 10 г/л) и характеризующихся высоким содержанием сульфат-иона, железа (основной формой было Fe^{3+}), алюминия, тяжелых металлов. В период работы бассейна воду из шахт постоянно откачивали на поверхность и сбрасывали в реки со средним расходом около 12-14 тыс. м³/ч.

С переходом страны к рыночной экономике добыча угля в Кизеловском бассейне признана нерентабельной. Ликвидация шахт в период 1990-х гг. не решила экологических проблем. Откачка кислых шахтных вод на поверхность прекращена. Однако после восстановления уровня подземных вод в течение нескольких лет сформировался самопроизвольный излив шахтных вод на поверхность, суммарный расход кото-

рых в настоящее время составляет около 2.5 тыс. м³/ч, что в несколько раз меньше, чем в период работы бассейна. Однако значительно увеличилась их минерализация – до 25 г/л и более, а также изменился их химический состав (таблица).

Произошло резкое увеличение концентрации двухвалентного железа – до 5 г/л. При смешении с речными водами и увеличением pH, Fe²⁺ дольше, чем Fe³⁺ преобразуется в осадок, вызывая значительное загрязнение рек на протяжении десятков километров до самых устьев (что не наблюдалось при работе шахт). Шахтные воды поступают в 19 рек, 15 из которых выведены из водопользования [12]. Самопроизвольный излив шахтных вод, происходящий более чем в 12 точках, в настоящее время является главной экологической проблемой региона (рис. 1).

В результате выхода шахтных вод на поверхность и их поступления в реки происходит интенсивное техногенное минералообразование. В основном эти процессы связаны с формированием на щелочном геохимическом барьере техногенных донных осадков рек на участках сброса шахтных вод. Образующийся осадок представлен преимущественно рентгеноаморфными гидроксидами железа. Масштабы процесса таковы, что ежедневно в реках образуется более 3 т техногенных донных отложений.

Современное техногенное минералообразование идет также и на участках выхода шахтных вод на поверхность. Образование техногенных минералов происходит в основном на щелочном, окислительном и испарительном геохимических барьерах. Количество образующегося вещества здесь значительно меньше, но в тоже время для этих участков характерно большее разнообразие минеральных видов, а также формирование уникальных по морфологии образований.

Изучение этих участков, а также техногенного минералообразования в местах складирования отходов угольных шахт являлось целью совместной экспедиции лаборатории геологии техногенных процессов ЕНИ при ПГУ и лаборатории минералогии техногенеза и геоэкологии ИМин УрО РАН, организованной летом 2002 г. Предварительные результаты исследований представлены в настоящей статье.

Самоизлив шахты “Белый Спой”. Самопроизвольный излив шахтных вод на поверхность из шурфа шахты “Белый Спой” происходит уже давно – 16 лет. Откачка шахтных вод на поверхность прекратилась в 1983 г. после закрытия шахты. В течение 3 лет наблюдалось восстановление (повышение) уровня подземных вод, и в 1986 г. шахтные воды стали изливаться на поверхность (рис. 2). В начальный период самоизлива минерализация шахтных вод значительно

МАСШТАБ 1:1000000

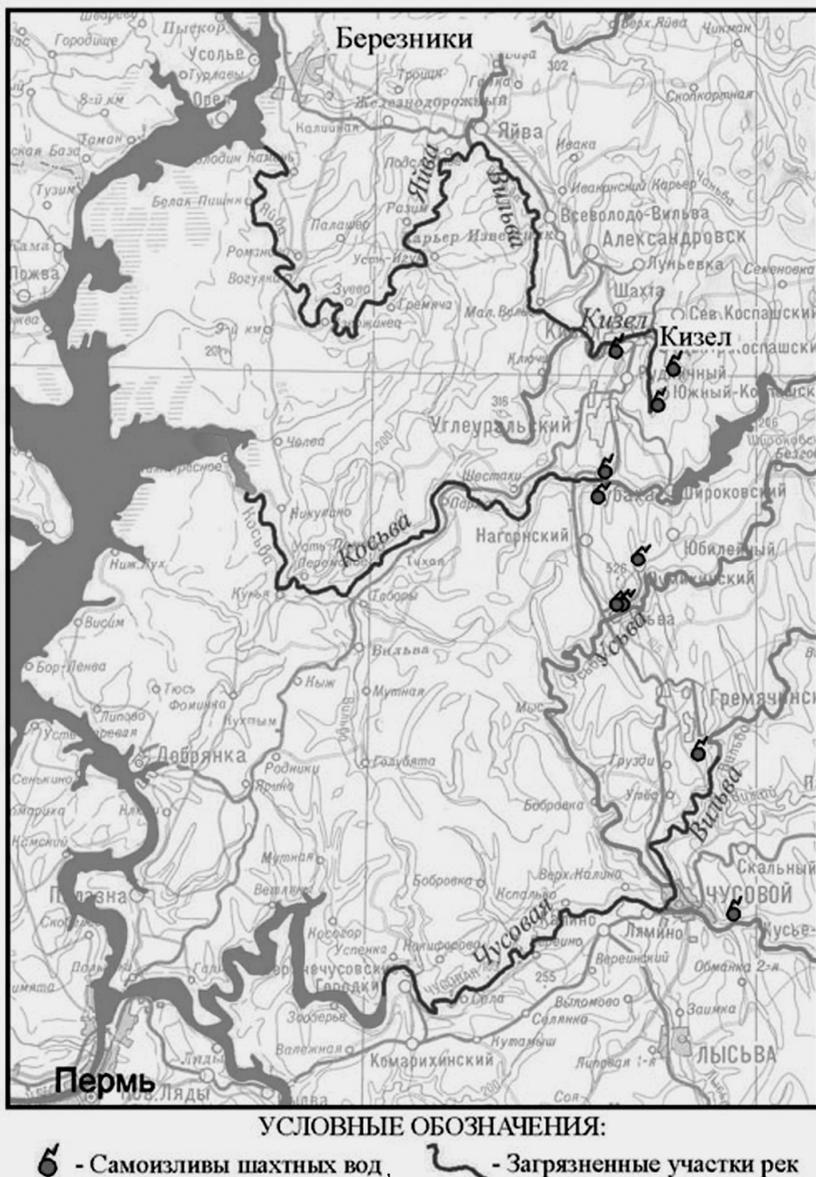


Рис. 1. Экологическая ситуация в Кизеловском угольном бассейне.



Рис. 2. Самоизлив шахты «Белый Слой».

Таблица

**Химический состав самоизливов шахтных вод
Кизеловского угольного бассейна, в мг/л**

Место отбора	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺ + K ⁺	NH ₄ ⁺	Fe ²⁺	Fe ³⁺	Al ³⁺	Минерализация	pH
Самоизлив шахты «Им. Ленина»	16810	55	601	546	183	18	5054	22	766	24059	3.78
Самоизлив группы шахт из штольни шахты «Им. Калинина»	13256	36	501	306	1379	12	4216	265	н.о.	19975	3.07
Самоизлив в р. Б. Гремячую группы шахт г. Гремячнска	6244	22	300	182	450	1	1619	69	167	9058	3.22
Самоизлив шахты «Белый Слой»	1152	19	80	12	87	2	279	5	46	1684	3.65
Самоизлив из штольни шахты «Им. 40 лет Октября»	566	19	40	12	94	н.о.	н.о.	69	3	806	2.94
Отвал углеобогатения Губахинского коксохимического завода, отвальные воды из выемки	3554	34	400	486	1124	20	9913	1535	155	50631	1.68

Примечание: HCO₃⁻, NO₃⁻, NO₂⁻, CO₃²⁻ – анализом не обнаружены; н.о. – анализом не обнаружено.

превышала минерализацию, существовавшую до закрытия шахты. В последующий период наблюдалось снижение концентрации загрязнителей. В последние 5 лет состав шахтных вод стабилизировался и имеет следующие показатели: рН – около 3; минерализация – 1.5-2 г/л; SO_4^{2-} - около 1200 мг/л; Fe^{2+} - около 300 мг/л.

Длительное существование самопроизвольного излива высокоминерализованной шахтной воды с высокими концентрациями ионов SO_4^{2-} и Fe^{2+} вызвало интенсивное минералообразование сульфатов и гидроксидов железа с образованием морфологических форм, характерных для травертиновых построек. На крутом склоне, где вода шахтного самоизлива (по терминологии горняков – “кислотка”) широко разливается, новообразованные минеральные фазы формируют уступы и барьеры с неглубокими водными ваннами, террасами, спускающиеся по склону (рис. 3). Минеральные отложения зональны: в нижней покрытой водой части разреза на грунт (почву и растительные остатки) отлагается ярозит - $\text{KFe}_3^{3+}(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$ (тригональная сингония) в виде илоподобной желтоватой массы мощностью до 50 см; сверху, выступая над поверхностью воды, образуются темно-бурые пористые легкие коры рентгеноаморфных гидроксидов железа. Рентгенограмма ярозита с “Белого Споя” идеально подходит таковой эталонного ярозита из картотеки JCPDS, карта 22-827. Основные линии на рентгенограмме: 5.092 (5.09), 3.107 (3.11), 3.078 (3.08), 2.864 (2.861), 2.288 (2.287) Å (в скобках указано для эталона).

Самоизлив из штолен шахты “Им. Калинина”. В течение нескольких десятков лет происходит самопроизвольный излив шахтной воды из штольни старой шахты “Им. Калинина” в р. Косьву. В период работы группы расположенных почти на 15 км к северу шахт, с которыми шахта “Им. Калинина” сбита горными выработками, самоизлив имел небольшой расход (около 15 м³/ч в летнюю межень) и минерализацию – 1.2-2 г/л. На работающих шахтах, самой крупной из которых была шахта “Центральная”, производились откачка шахтной воды и ее сброс в р. Губашка. В настоящее время вся разгрузка вод этой группы шахт осуществляется из штолен шахты “Им. Калинина”. Расход самоизлива увеличился до 380 м³/час (рис. 4). Шахтная вода изливается не из одной штольни, как было ранее, а еще из двух, расположенных выше по склону. Минерализация шахтной воды составляет около 20 г/л, содержание Fe^{2+} превышает 4000 мг/л (таблица).

В местах выхода шахтной воды на поверхность отлагаются стратифицированные осадки ярозита и гидроксидов железа, подобные таковым на самоизливе шахты “Белый Спой”. Шахтные воды, изливающиеся из верхних штолен, подпружены насыпью железной дороги и образовали небольшой техногенный водоем, вытянутый вдоль



Рис. 3. Морфология отложений из вод самоизлива шахты «Белый Спой».

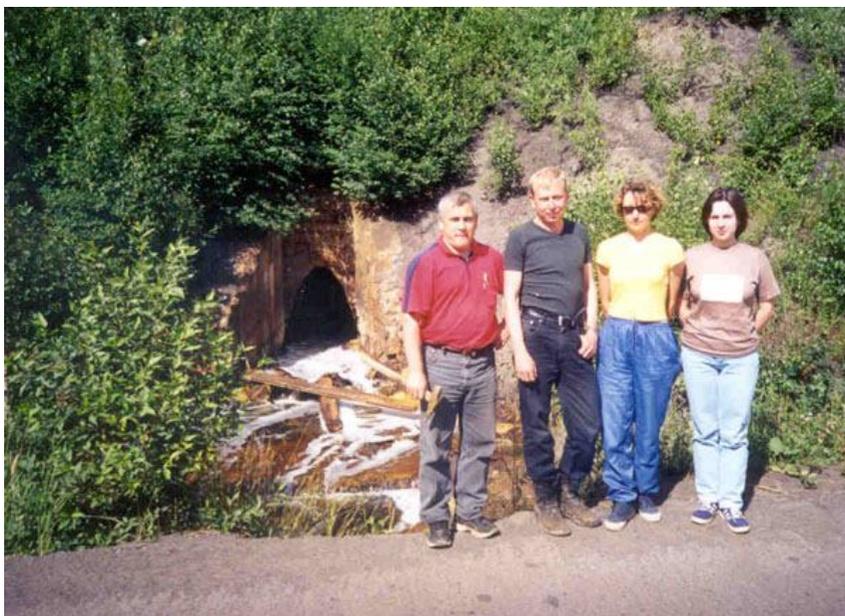


Рис. 4. Самоизлив шахты «Им. Калинина».

насыпи. На галечном валу, торчащем из этого водоема, и на береговой щебеночной отсыпке горизонтальной полосой, трассирующей некогда более высокий уровень воды, на испарительном барьере кристаллизовались белые солевые налеты эпсомита - $MgSO_4 \cdot 7H_2O$, ромбическая сингония. Главные линии на рентгенограмме: 5.343 (5.35), 4.212 (4.21), 2.880 (2.880), 2.674 (2.677), 2.657 (2.659) Å (в скобках указано для эталонного эпсомита, JCPDS, карта 8-467). На бумажном мусоре по берегам озера образуются агрегаты голубовато-зеленых кристаллов, по-видимому, мелантерита - $FeSO_4 \cdot 7H_2O$.

Техногенное минералообразование, подобное рассмотренным выше, происходит также на самоизливе группы шахт г. Гремячинска и некоторых др. К сожалению, эти объекты пока не изучены.

Минералообразование в породных отвалах угольных шахт и углеобогащения. Другой серьезной экологической проблемой Кизеловского угольного бассейна были и остаются горелые и не горелые породные отвалы угольных шахт и углеобогащения. В настоящее время в регионе имеется 53 отвала, которые занимают огромные площади. В них, как и в угленосной толще, широко развит сернокислотный процесс. Стоки отвалов, формирующиеся за счет инфильтрации атмосферных осадков, а иногда и за счет разгрузки подземных вод, перекрытых породами отвалов, имеют минерализацию до 50 г/л и более. Водородный показатель имеет значения 1-3; значительны концентрации сульфат-иона, железа, алюминия, тяжелых металлов (таблица). Процессы, развивающиеся в зоне техногенеза угольных месторождений, в общем близки таковым на колчеданных месторождениях [2, 16, 17]. Общая минерализация вод отвала обогащения угля Губахинского коксохимического завода близка минерализации вод колчеданного месторождения Блява. Стоки отвалов вблизи них могут образовывать лужи и небольшие водоемы. Большая часть попадает в реки Кизеловского бассейна и подземные воды.

Современные минеральные новообразования, в том числе и многочисленные сульфаты, в отвалах Челябинского угольного бассейна детально описаны Б.В. Чесноковым и Е.П. Щербаковой [13], а в отвалах Кизеловского бассейна – Н.Г. Максимовичем и др. [5, 6]. Поэтому остановимся только на одной экзотической находке *на отвале шахты “Им. 40 лет Октября”*. Здесь с северо-западной подработанной бульдозером стороны отвала обнаружена крупная глыба красного горельника, под карнизом которой на площади более 1 м² отложились обильные белоснежные слегка влажные почковатые минеральные образования (рис. 5). Следует заметить, что горение отвала было не столь активным. Во всяком случае, на плакоре отвала не обнаружено ни признаков горения, ни каких бы то ни было фумарольных образований:



Рис. 5. Белые выделения калиевых квасцов на глыбе красного горельника угольного отвала шахты «Им. 40 лет Октября».

ни битуминозной коры, ни отложений серы, ни сульфатных кор. Тем не менее, на южной сильно подработанной стороне видно классическое строение горелого отвала с зонами красного горельника и непрогорелыми черными блоками. Не вызывало сомнений, что белые минеральные образования являются сульфатами. Действительно, рентгенограмма отобранного белого вещества соответствует калиевым квасцам - $KAl(SO_4)_2 \cdot 12H_2O$, кубическая сингония (рис. 6). В природе калиевые квасцы встречаются в виде налетов и выполнений трещинок в аргиллитовых породах и бурых углях, содержащих вкрапленность пирита и марказита. Минерал в этих условиях возникает при воздействии на богатые щелочами алюмосиликаты серной кислоты, образовавшейся при выветривании сульфидов. Встречается также в fumarолах и сольфатарах как продукт вулканической деятельности, например, на Везувии. Несмотря на довольно экзотический генезис, в мире калиевые квасцы встречаются довольно широко и в разных обстановках и месторождениях [1]. В техногенных условиях обнаружен в горелых угольных отвалах Кладно (Чехия) и упомянут Б.В. Чесноковым как ограниченно распространенный минерал в fumarолах Челябинского угольного бассейна [14]. В отвалах Кизеловского угольного бассейна калиевые квасцы являются первой находкой. Причем, в отличие от находок их в Челябинском угольном бассейне, калиевые квасцы на отвале шахты “Им. 40 лет Октября” не являются fumarольными образованиями. Генезис калиевых квасцов здесь связан с дренированием сернокислых вод сквозь глыбу обожженного и спекшегося аргиллитового материала (так называемого красного горельника), с разложением богатой щелочами алюмосиликатной матрицы и взаимодействием продуктов разложения с серной кислотой.

Отвалы углеобогащения Губахинского коксохимического завода.

Интенсивное образование сульфатов происходит близ подотвальных водоемов (рис. 7) и временных водотоков (ручьев) (рис. 8) на отвалах Губахинского коксохимического завода. В русле полувысохших ручьев и на самой прибрежной кромке водоемов на влажном грунте из кусков отвальной породы, мелкого угля и глины кристаллизуются обособленные довольно крупные до 3-4 см агрегаты нежного голубовато-зеленого цвета, состоящие преимущественно из мелантерита - $FeSO_4 \cdot 7H_2O$, моноклинная сингония (рис. 9). Дифрактограмма его (рис. 10) идеально соответствует эталонному мелантериту карты 22-633 картотеки рентгеновских данных минералов JCPDS. При частичной дегидратации при высыхании временных водотоков в сухую жаркую погоду отложившийся мелантерит трансформируется в ссомольнокит - $FeSO_4 \cdot H_2O$ (моноклинная сингония), основные линии которого на рентгенограмме следующие:

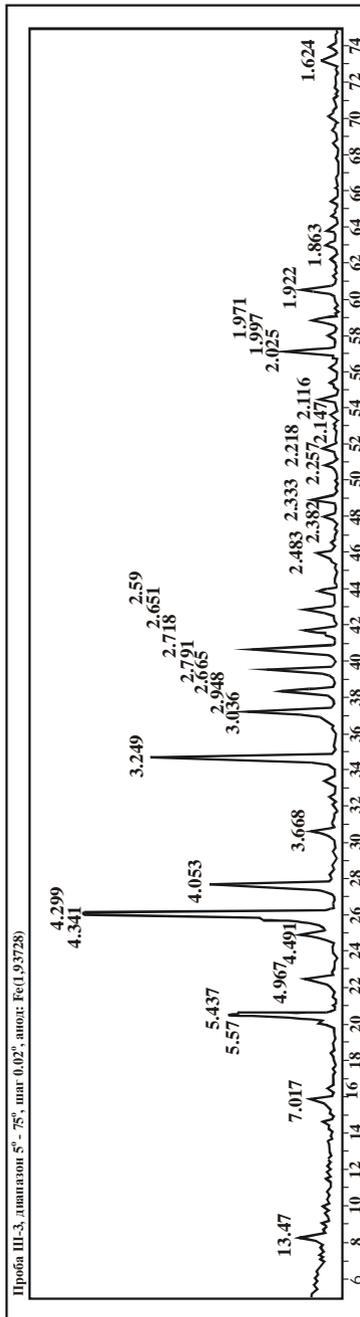


Рис. 6. Диффрактограмма калиевых квасцов. ДРОН-2.0, FeK_α-излучение.



Рис. 7. Техногенный водоем у основания отвала обогащения угля Губахинского коксохимического завода.
По берегам водоема видна светлая полоса сульфатных отложений, главным образом - кокимбита



Рис. 8. Ручей, вытекающий из-под отвала, с отложениями мелантерита и ссмольнокита.



Рис. 9. Крупные агрегаты мелантерита (снизу от геологического молотка) в русле ручья.

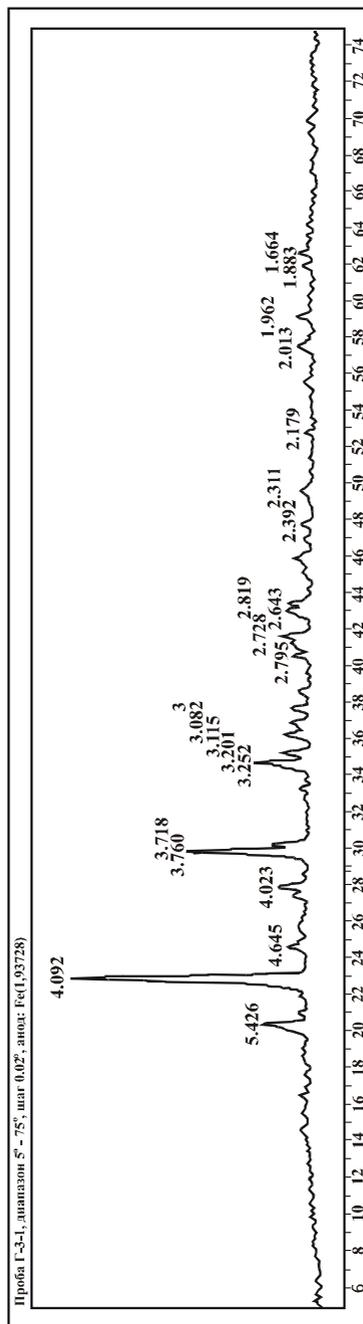


Рис. 10. Дифрактограмма мелантерита, ДРОН-2.0, FeK_α -излучение.

4.867 (4.85), 3.446 (3.44), 3.108 (3.12), 2.528 (2.521), 2.430 (2.432) Å (в скобках указано для эталонного ссомольнокита, JCPDS, карта 21-925).

Сульфатная минерализация эфемерна, недолговечна, трансформируема. Чередование сухих и дождливых периодов приводит к тому, что ассоциация мелантерит-ссомольнокит является на угольных отвалах самой обычной и распространенной (но не единственной). Близ небольшой выемки, вскрывшей отвальные воды, чуть подалее зоны кристаллизации мелантерита на более сухом месте обнаружены желтые почковатые выделения, цементирующие мелкие кусочки угля. Основной минеральной фазой этих образований является кокимбит - $\text{Fe}_2^{3+}(\text{SO}_4)_3 \cdot 9\text{H}_2\text{O}$ (тригональная сингония), главные линии которого на дифрактограмме в сравнении с отражениями эталонного кокимбита из картотеки JCPDS, карта 6-0040, следующие: 9.433 (9.44), 8.299 (8.26), 5.467 (5.45), 4.601 (4.60), 3.637 (3.64) $\text{FeSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ Å. А в русле высохшего подотвального ручья установлены обильные белые почковатые выделения еще одного сульфатного минерала галотрихита – $\text{FeAl}_2(\text{SO}_4)_4 \cdot 22\text{H}_2\text{O}$, моноклинная сингония, (рис. 11). Интенсивные линии галотрихита на рентгенограмме следующие: 6.048 (6.02), 4.804 (4.77), 4.304 (4.29), 3.955 (3.95), 3.774 (3.75), 3.498 (3.48) Å (в скобках указаны линии эталонного галотрихита, JCPDS, 11-506).

Здесь же на отвале обогащения угля обнаружены многочисленные куски тонкодисперсного пирита. С поверхности образцы покрыты тонкой белой порошковатой массой продуктов окисления пирита. Рентгенограмма этого налета соответствует мелантериту и ссомольнокиту - основной парагенетической ассоциации новообразованных или водно-переотложенных сульфатов в пределах отвала. Образцы пирита с белыми налетами минеральных новообразований отобраны нами также и с угольных отвалов шахты “Им. 40-летия Октября”. Здесь продуктом окисления пирита является мелантерит.

Как отмечают А.П. Седова и Е.П. Щербакова [10], изучавшие продукты окисления колчеданных руд в лабораторных условиях, процессы изменения начинаются с разложения пирита под действием воды и кислорода и образования свободной серной кислоты. В продуктах окисления пирита ими установлены ссомольнокит - $\text{FeSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$, ремерит - $\text{Fe}^{2+}\text{Fe}^{3+}_2(\text{SO}_4)_4 \cdot 14\text{H}_2\text{O}$ и ромбоклаз - $\text{HFe}^{3+}(\text{SO}_4)_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$. Авторы отмечают, что относительно “сухие” лабораторные условия “способствуют созданию чрезвычайно агрессивной обстановки с очень низким pH и высоким Eh и образованию сульфатов с низким содержанием воды, сульфатов трехвалентного железа и, наконец, кислых сульфатов”. Этим, видимо, и объясняется, что, в отличие от условий открытого отвала с повышенной



Рис. 11. Почковатые выделения галотрихита в русле высохшего стока с отвала.

атмосферной влажностью, в лабораторных условиях образование мелантерита как продукта окисления пирита установлено не было. Однако это не исключает того, что окисление пирита происходит через образование мелантеритовой фазы. Скорее всего, на момент проведения исследований мелантерит в лабораторных образцах уже трансформировался в ссомольнокит.

Таким образом, в различных обстановках современного техногенного минералообразования в пределах Кизеловского угольного бассейна установлены следующие сульфатные фазы: ярозит - $KFe_3^{3+}(SO_4)_2(OH)_6$, эпсомит - $MgSO_4 \cdot 7H_2O$, мелантерит - $FeSO_4 \cdot 7H_2O$, ссомольнокит - $FeSO_4 \cdot H_2O$, кокимбит - $Fe_2^{3+}(SO_4)_3 \cdot 9H_2O$, галотрихит - $FeAl_2(SO_4)_4 \cdot 22H_2O$, калиевые квасцы - $KAl(SO_4)_2 \cdot 12H_2O$. С учетом опыта оценки экологической ситуации на основе минералогического подхода, разрабатываемого Г.Г. Кораблевым [3], можно довольно условно выстроить исследуемые объекты в ряд по мере увеличения экологического прессинга и интенсивности техногенных процессов от областей воздействия шахтных самоизливов через зоны влияния горелых угольных отвалов к отвалам углеобогащения Губахинского коксохимического завода.

Авторы благодарны Т.М. Рябухиной за съемку и Н.В. Паршиной за расшифровку рентгенограмм, Н.П. Воложаниновой за проведение химического анализа воды, а также участникам полевых работ А.В. Денисову, Е.А. Ларионовой, О.С. Исуповой, Е.В. Лизуновой, Е.А. Федосовой и И. Неклюдову за помощь в организации быта и успешности экспедиции.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке РФФИ, грант № 02-05-96414 "Эколого-геохимическое изучение пост-ликвидационных процессов в Кизеловском угольном бассейне".

Библиографический список

1. Дэна Дж.Д., Дэна Э.С., Пэлач Ч., Берман Г., Фрондель К. Система минералогии. Т. II, полутом 1 / Под ред. Д.П. Григорьева. М.: Изд-во Иностранной литературы, 1953. 774 с.

2. Емлин Э.Ф. Техногенез колчеданных месторождений Урала. Свердловск: Изд-во Урал. ун-та, 1991. 256 с.

3. Кораблев Г.Г. Минералогические критерии оценки загрязнения окружающей среды в горнорудных районах Южного Урала // Минералогия техногенеза – 2001 / Под. ред. С.С. Потапова. Миасс: ИМин УрО РАН, 2001. С. 240-241.

4. Крамаренко Л.Е. Геохимическое и поисковое значение микроорганизмов подземных вод. Л.: Недра, 1983.

5. Максимович Н.Г., Кропачев А.М., Шлык В.Г., Кулаткина А.Ю. Минералообразование в отвалах угольных шахт Кизеловского бассейна // Минералогия месторождений Урала: Тез. докл. регион. совещ. Свердловск, 1990. Т. 2. С. 188-189.

6. *Максимович Н.Г.* Геохимия угольных месторождений и окружающая среда // Вестник Перм. ун-та. Пермь, 1997. Вып. 4. Геология. С. 171-185.
7. Металлогения и геохимия угленосных и сланцесодержащих толщ СССР. Геохимия элементов / В.Р. Клер, Г.А. Волкова, Е.М. Гурвич и др. М.: Наука, 1987. 240 с.
8. Металлогения и геохимия угленосных и сланцесодержащих толщ СССР. Закономерности концентрации элементов и методы их изучения / В.Р. Клер, В.Ф. Ненахова, Ф.Я. Сапрыкин и др. М.: Наука, 1988. 256 с.
9. *Перельман А.И.* Геохимия. М.: Высшая школа, 1989. 528 с.
10. *Седова (Калинина) А.П., Щербакова Е.П.* Продукты изменения биоморфных руд месторождения Яман-Касы при хранении в лабораторных условиях // Металлогения древних и современных океанов-99. Рудоносность гидротермальных систем Миасс: ИМин УрО РАН, 1999. С.231-235.
11. *Смирнов С.С.* Зона окисления сульфидных месторождений. М.: Из-во АН СССР, 1951.
12. Состояние и охрана окружающей среды Пермской области в 2001 году: Государственный доклад. Пермь, 2002.
13. *Чесноков Б.В., Щербакова Е.П.* Минералогия горелых отвалов Челябинского угольного бассейна. М.: Наука, 1991. 152 с.
14. *Чесноков Б.В.* Новые минералы из горелых отвалов Челябинского угольного бассейна // Уральский минералогический сборник №7. Миасс: ИМинУрО РАН, 1997. С.5-32.
15. *Чухров Ф.В., Ляликова Н.Н., Горшков А.И.* О роли микроорганизмов в образовании ярозитов // Докл. АН СССР, 1978. Т. 241. № 4. С. 929-932.
16. *Щербакова Е.П.* Современное минералообразование в техногенных водоемах сульфатного типа (Южный Урал) // Минералогия техногенеза – 2000 / Под. ред. С.С. Потапова. Миасс: ИМин УрО РАН, 2000. С. 169-171.
17. *Щербакова Е.П., Звонарева Г.К., Кораблев Г.Г.* Медь и цинк в мелантеритах Южного Урала // Уральская минералогическая школа-2002. Екатеринбург: УГГГА, 2002 /http:// www. usmga. ru / min_ school / 2002 / tes2002 / Scherbakova.htm

В.П. Морозов, Э.И. Акдасов, Э.А. Королев
Казанский университет

СПОСОБЫ И МЕХАНИЗМЫ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ МИНЕРАЛОВ В СИСТЕМЕ CaO-H₂O-CO₂

Изучение реальных способов и механизмов преобразования минералов в системе CaO-H₂O-CO₂ является важным как в ряде геологических наук (минералогия, литология, гидрогеология), так и в ряде технических наук (материаловедение) [см. 6]. Поведение минералов изве-

сти CaO, портландита Ca(OH)₂ и кальцита CaCO₃ в тех или иных природных процессах или процессах переработки полезных ископаемых играет существенную роль, определяющую многие свойства получаемых минералов, горных пород или технических камней.

В настоящем сообщении приводятся материалы по изучению преобразования минералов в ряду «известь → портландит → кальцит». Методика исследования заключалась в детальном прослеживании элементарных актов процессов преобразования минералов в лабораторных условиях. Основная задача исследования – выявление реальных механизмов преобразования минералов, приводящих к литификации получаемых продуктов. Учитывая, что работа является экспериментальной, при проведении модельных экспериментов использовались как химические методы, увеличивающие скорость реакций, так и методы, позволяющие надежно идентифицировать продукты реакций и определять особенности их структуры. К числу последних относится метод рентгенографического анализа, который явился основным в настоящей работе. Помимо него процесс преобразования минералов контролировался визуальными макро- и микроскопическими наблюдениями.

Экспериментальные результаты

В настоящей работе использовалась известь, полученная обжигом крупнозернистого мрамора в муфельной печи при температуре 900°C. В экспериментах по гидратации извести использовался ее порошок, полученный растиранием продукта обжига мрамора.

Процесс преобразования извести в портландит может происходить как в присутствии воды, так и в комнатных условиях. Добавление воды к порошкообразной извести приводит к очень быстрому преобразованию минерала в портландит. Скорость реакции настолько высока, что в течение долей секунды известь превращается в портландит. При этом, благодаря экзотермическому характеру реакции, выделяется много тепла. Гидратация извести в комнатных условиях, благодаря ее высокой реакционной активности, приводит к полному преобразованию в течение нескольких суток. Преобразование портландита в кальцит в комнатных условиях происходит крайне медленно. Даже в присутствии воды в атмосфере, насыщенной углекислым газом, такое преобразование занимает несколько месяцев.

Во всех проведенных экспериментах, целью которых было выяснение возможности литификации порошкообразных образцов, эффект не был получен. То есть на всех стадиях преобразования минералов (гидратация извести, перекристаллизация портландита, преобразование портландита в кальцит, перекристаллизация кальцита) не наблюдалось литификации порошкообразного материала. Отсюда следует, что те механизмы преобразования минералов, которые реализуются как при

преобразовании одного минерала в другой, а также при перекристаллизации портландита и кальцита с укрупнением зерен, не отвечают за литификацию. Другими словами, при названных преобразованиях зерна новообразованных минералов не образуют между собой кристаллизационных контактов, вызывающих литификацию продуктов реакций.

Во всех случаях преобразования минералов этот процесс контролировался рентгенографически. Помимо фазовой диагностики (рис. 1) было проведено определение размера областей когерентного рассеяния (ОКР) минералов по полуширине дифракционных максимумов [4], имеющих определенные индексы hkl (таблица).

Единственными процессами среди изученных, которые привели к литификации продуктов реакций, являются реакции 5 и 6 (см. таблицу). Только в присутствии соляной кислоты преобразование извести в портландит или в присутствии раствора карбоната натрия преобразование портландита в кальцит вызывают литификацию продуктов реакции. Две названные реакции отличаются от других тем, что размер ОКР эдукта

Размер ОКР исходных и новообразованных минералов

№ реакции	Тип преобразования	Размер ОКР минерала, нм		Примечание
		исходного	новообразованного	
1	Преобразование извести в портландит в водной среде	53 по [200]	33 по [110] 36 по [001]	Нет литификации
2	Перекристаллизация портландита в водной среде	33 по [110] 36 по [001]	54 по [110] 60 по [001]	— // —
3	Преобразование портландита в кальцит в водной среде, насыщенной углекислым газом	54 по [110] 60 по [001]	36 по [104]	— // —
4	Перекристаллизация кальцита в водной среде	36 по [104]	40 по [104]	— // —
5	Преобразование извести в портландит в присутствии соляной кислоты	53 по [200]	63 по [110] 65 по [001]	Есть литификация
6	Преобразование портландита в кальцит в присутствии раствора соды Na_2CO_3	33 по [110] 36 по [001]	45 по [104]	— // —
7	Портландит, химически полученный по реакции $\text{CaCl}_2 + \text{KOH}$	50 по [110] 56 по [001]		Не опр.
8	Кальцит, химически полученный по реакции $\text{CaCl}_2 + \text{Na}_2\text{CO}_3$	53 по [104]		Не опр.

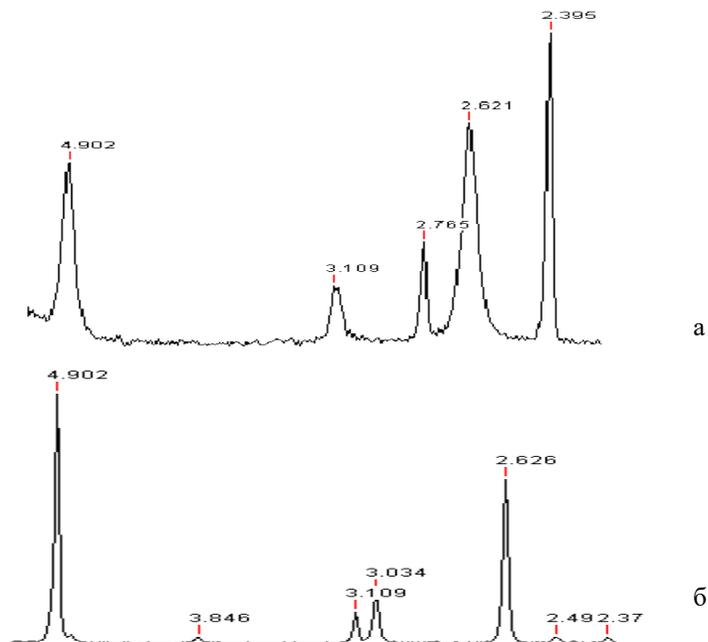


Рис. 1. Дифрактограммы: а) образца извести, частично преобразованной в портландит; б) образца портландита, частично преобразованного в кальцит



Рис. 2. Схема реализации реакции при пространственном совмещении фронта растворения и кристаллизации

меньше размера ОКР продукта реакции. Тогда как в других типах преобразований (реакции 1 и 3) отношение размеров ОКР эдукта и продукта реакций обратное. Не приводят к литификации также реакции 2 и 4, т.е. реакции перекристаллизации портландита и кальцита.

Таким образом, проведенные эксперименты установили следующие факты:

1. Отсутствие литификации водной пасты портландита и кальцита при их перекристаллизации с укрупнением зерен (реакции 2 и 4).

2. Отсутствие литификации водной пасты извести и портландита при их преобразовании в портландит и кальцит, соответственно (реакции 1 и 3).

3. Наблюдается литификация водной пасты извести и портландита при их преобразовании в портландит и кальцит в присутствии соляной кислоты и раствора соды (реакции 5 и 6).

Обсуждение результатов

Отсутствие литификации при перекристаллизации в водной пасте портландита и кальцита объясняется тем, что при неизменности массы твердого вещества и отношения «твердое:жидкое» облик зерен при увеличении их размера не меняется. Данные измерения ОКР минералов (см. реакции 2 и 4 в таблице) указывают, что облик минералов остается близким к изометричному. В силу этого не формируются кристаллизационные контакты среди увеличивающихся в размерах зерен.

Отсутствие литификации при преобразовании в водной пасте извести в портландит (реакция 1, таблица) и портландита в кальцит (реакция 3, таблица) можно объяснить различными скоростями растворения эдукта реакции (V_p – скорость растворения) и диффузии растворенных компонентов, в нашем случае ионов (V_d – скорость диффузии) [2]. При условии разницы в растворимости минералов (известь и портландит, портландит и кальцит) [5] и соотношения величин $V_p > V_d$ легко понять, что фронт роста новообразованного минерала будет «двигаться» вслед за фронтом растворения исходного минерала (рис. 2). Размер ОКР кристаллов новообразованного минерала, который меньше размера ОКР кристаллов растворяющегося минерала (см. данные таблицы), свидетельствует о формировании новообразованного минерала из сильно пересыщенного раствора. Небольшое расстояние между фронтом растворения и кристаллизации указывает на характер реакции, близкой к топомимической [3]. Схема реализации такой реакции при названном условии $V_p > V_d$ показана на рис. 2.

Реализация литификации в реакциях преобразования извести в портландит и портландита в кальцит в присутствии соляной кислоты и раствора соды, соответственно (реакции 5 и 6, таблица), несомненно, объясняется формированием кристаллизационных контактов между

зернами новообразованного минерала. Такое возможно только в случае, когда зерна новообразованного минерала растут на некотором удалении от зерен растворяющегося минерала. Благодаря тому, что направления их роста не контролируются направлениями растворения исходного минерала и формируются кристаллизационные контакты. На подобное указывают соотношения размеров ОКР растворяющихся и новообразованных минералов (см. таблицу): размер ОКР новообразованных фаз больше размеров ОКР растворяющихся фаз. Значительно больший размер ОКР новообразованных минералов показывает, что их рост не контролируется растворяющейся подложкой. По крайней мере, близкие значения ОКР имеют те же минерала, образующиеся при росте из растворов (см. реакции 7 и 8, таблица). Роль растворов соляной кислоты и соды заключается не только в снижении разницы в величинах растворимости исходных и новообразованных минералов, но и в выполнении соотношения $V_p < V_d$, когда рост зерен новообразованной фазы осуществляется на удалении от растворяющейся подложки.

Выводы. Экспериментально полученные результаты и визуальные наблюдения показывают многообразие механизмов преобразования минералов при гидратации извести и карбонатизации портландита. Выявлены критерии и дано объяснение сопряженным во времени и пространстве элементарным актам растворения и кристаллизации минералов при метасоматическом замещении одного минерала другим. Максимальная близость во времени и пространстве актов растворения и кристаллизации приводит к реализации реакций, близких к топохимическим. Причиной этому служит существенная разница в растворимости преобразующихся минералов, когда выполняется условие $V_p > V_d$. (такие реакции не приводят к литификации получаемых продуктов). С другой стороны, те же реакции при снижении разницы в растворимостях минералов в присутствии третьего компонента [1] могут вызывать совершенно другие следствия. В этом случае наблюдается существенная разобщенность в пространстве, а, возможно, и во времени актов растворения и кристаллизации. Выполнение же соотношения $V_p < V_d$ обеспечивает формирование кристаллизационных контактов среди зерен новообразованного минерала и, соответственно, литификацию получаемых продуктов.

Библиографический список

1. Аносов В.Я., Озерова М.Ю., Фиалков Ю.Я. Основы физико-химического анализа. М.: Наука, 1976. 503 с.
2. Гликин А.Э., Синай М.Ю. Морфолого-генетическая классификация продуктов замещения кристаллов // ЗВМО. 1991. Вып. 1. С. 3-17.
3. Продан Е.А., Павлюченко М.М., Продан С.А. Закономерности топохимических реакций. Минск: Наука и техника. 1976. 264 с.

4. Рентгенография основных типов породообразующих минералов / Под ред. В.А. Франк-Каменецкого. Л.: Недра, 1983. 359 с.
5. Справочник по растворимости. Т. 1-3. М.: Наука. 1970.
6. *Putnis A.* Mineral replacement reactions: from macroscopic observations to microscopic mechanisms. *Mineralogical Magazine*, 2002. Vol. 66 (5). P. 689-708.

О.В. Кадебская¹, У.В. Назарова², В.Н. Дублянский²
¹Кунгурская лаборатория-стационар ГИ УрО РАН
²Пермский университет

СНЕЖНО-ЛЕДЯНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ КУНГУРСКОЙ ЛЕДЯНОЙ ПЕЩЕРЫ

Ледяные кристаллы издавна привлекали внимание исследователей. Еще в 1730 г. академик И.Г. Гмелин ввел в научную литературу название «Кунгурская Ледяная пещера» (далее КЛП), отметив, что «лед во многих местах ... имеет вид прямых, а не сучковатых цветоносных веток» [4, 22]. Позднее в ряде работ [1,2,5,10,11,19,23] были описаны некоторые виды ледяных кристаллов. Большое внимание льдам КЛП уделил Г.А. Максимович, который предложил их классификацию, изучил химический состав, составил первую инструкцию по изучению пещерного льда [12,13,15-18]. Е.П. Дорофеев вслед за гляциологами выделил три генетических типа льда: *конжеляционные, сублимационные и осадочно-метаморфические* [6-9]. Основную массу (98%) составляют конжеляционные льды, на долю сублимационных и осадочно-метаморфических приходится всего 2%.

Конжеляционные льды образуются при замерзании воды. Они подразделяются на натечные (замерзание инфильтрационной и конденсационной воды), озерные (на неподвижной водной поверхности), сегрегационные (в виде прожилков-шлиров, прослоев, игл при замерзании влажной глины и мелкого щебня), льды-цементы (в зонах капли и затопления щебнисто-глыбовых осыпей подземными водами и водами р. Сылва) и жильные (в расщелинах и мелких карстовых полостях), обнаруженные при бурении шпуров.

Натечные льды КЛП описаны наиболее подробно. Лед появляется в первую очередь у пола, где движется холодный тяжелый воздух. В местах капли со сводов вода уже не просачивается в грунт, а замерзает, образуя сталагмиты, которые в благоприятных условиях достигают 2 м. Когда температура у сводов опускается ниже 0°C, начинается рост сталактитов. В гроте Крестовый в декабре 1981 г. описан сталактит длиной 3 м. Срастаясь, сталактиты и сталагмиты образуют сталагматы и колонны. При промерзании пород свода поступление воды

прекращается, и начинается испарение ледяных натеков, меняющее их форму и размеры.

Смена погоды на поверхности земли, чередование похолоданий и оттепелей влияют на форму сталагмитов. В морозы они тянутся вверх, приобретая острые верхушки; в оттепели появляются утолщения и голловки. Воздушные потоки иногда вызывают неравномерное замерзание воды на сталагмитах, принимающих форму штопоров с левым или правым вращением. В местах интенсивной капли они имеют вид пирамид из прозрачных ледяных шаров. В.Н. Андрейчук [3] описал «бокаловидные» формы сталагмитов – в местах падения капель воды образуется емкость, вмещающая иногда до 1 л воды.

Формы сталактитов менее разнообразны: на горизонтальных сводах и выступах образуются конусовидные сосульки, на наклонных – плоские сталактиты, флаги, гирлянды, занавеси. В местах обильного поступления и быстрого замерзания воды вырастают ветвистые сталактиты. Для участков КЛП, имеющих разную высоту сводов и количество просачивающейся воды, свойственны условия, благоприятствующие росту тех или иных образований. Поэтому в одних местах ежегодно появляются сталагмиты, в других – сталактиты, покровные или в форме каскадов наледи. С наступлением зимы зона сезонного оледенения постепенно расширяется, лета – сужается.

На осыпях и полах пещеры за счет инфильтрации из трещин образуется сезонный (гроты Западный, Грозный, Крестовый, Руины, Вышка, Великан) и многолетний (гроты Бриллиантовый, Данте, Полярный, Скандинавский, проход Горе Толстяков) лед. Он может иметь мощность до 2 м.

Натечные льды в теплый период активно стаивают, а в холодный – испаряются потоками морозного воздуха. В результате в наледях возникают ниши, на днище которых лежит слой гипсовой муки. Некоторые сталагмиты, образовавшиеся в начале зимы, с усилением морозов исчезают за счет испарения. Их основания к концу зимы оказываются покрытыми сплошным белым слоем гипсовых кристаллов.

Озерный лед КЛП изучен сравнительно слабо. В гроте Геологов Е.П. Дорофеев [8] описал на поверхности озера образование редких прозрачных ледяных кристаллов. Они представляли собой свободно плавающие или сросшиеся концами шестилучевые пластинки поперечником до 100 мм и толщиной до 1 мм, размеры которых уменьшались с удалением от берега.

Среди химических анализов воды КЛП имеются интересные материалы о составе исходной воды и образующегося льда в гротах Великан, Великан-Вышка и Геологов (табл. 1). Общей закономерностью

Таблица 1

Изменения химического состава воды озер Кунгурской Ледяной пещеры при замерзании

Грот	Дата	HCO ₃	SO ₄	Cl	NO ₃	NO ₂	Ca	Mg	Na	M-дия	pH	Тип
Вышка (оз.)	05.84	109,8	650,2	3,5	-	-	256,5	17,0	27,6	1064,6	7,4	СК
Вышка (лед)	05.84	85,4	387,6	3,5	-	-	160,3	8,5	20,7	728,3	7,4	СК
Вышка (оз.)	03.93	134,2	1407,0	7,1	-	-	440,0	96,0	40,0	2124,3	7,4	СМК
Вышка (лед)	04.93	54,9	144,1	4,2	4,4	0,03	66,1	7,3	3,2	285,3	7,4	СК
Вел./Выш. (оз.)	06.83	170,8	1399,1	7,1	-	-	460,0	42,3	86,0	2165,3	7,0	ГК
Вел./Выш. (лед)	06.83	195,3	384,3	14,2	0,0	0,00	160,3	2,4	78,2	834,6	7,0	ГСНК
Геологов (оз.)	01.69	137,2	1323,9	10,6	-	-	517,0	42,7	4,6	2030,0	7,2	СК
Геологов (лед)	01.69	12,2	176,9	2,1	-	-	50,1	9,0	13,8	264,1	7,2	СК

Таблица 2

Формы льда в гротах Кунгурской Ледяной пещеры (составлена авторами по полевому журналу Е.П. Дорофеева)

Формы льда	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Стактиты				+			+	+		+	+	+			+	+
Стагмиты				+	+		+	+	+	+	+	+				+
Сублимационные кристаллы без разделения	+	+	+	+	+	+	+			+	+				+	+
Сублимационные кристаллы пластинчатые		+	+	+	+	+										
Сублимационные кристаллы нитевидные			+							+						
Сростки сублимационных кристаллов		+		+	+											
Наледи		+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Озерный лед																
Забереги (их останцы)			+													
Офированный снег			+													

Примечания: 1- входной и выходной тоннели; гроты: 2- Бриллиантовый; 3- Первый; 4- Полярный; 5- Скандинавский; 6- Данте; 7- Западный; 8- Смелых; 9- Геологов; 10- Крестовый; 11- Руины; 12- Морское дно; 13- Метеорный; 14- Лужина; 15- Великан; 16- Вышка

является снижение минерализации образующегося льда в 3-10 раз, сопровождающееся уменьшением содержания основных компонентов (SO_4 , Ca, Mg); pH и гидрохимический тип воды остаются неизменными. В нескольких случаях отмечено увеличение содержания гидрокарбонатов, хлора и компонентов, свидетельствующих о загрязнении (NO_3 , NO_2 , NH_4).

Сегрегационные льды обнаружены при бурении скважин и шпуров, а также при проходке соединительных тоннелей и расширении проходов в пещере. Наблюдалось также образование «ледяных кустов» игольчатого льда, растущего из пор в бетоне, скрепляющем глыбы крепи. Длина прозрачных изгибающихся и скрученных кристаллов достигала 7-8 см при толщине 0,02-0,5 см. При промерзании влажной глины на полу ходов и гротов пещеры образуются шестоватые кристаллы-стебли, приподнимающие частицы грунта на поверхности.

Льды-цементы скрепляют щебень и дресву, образуя своеобразную брекчию с ледяным цементом (гроты Вышка и др.). Данных об их распространении и толщине нет.

Сублимационные льды. Воздухообмен между атмосферой и подземными полостями, а также между отдельными участкам пещеры создает условия для конденсации (сублимации) влаги на одних, ее испарения (возгонки) на других участках. Граница между этими зонами непрерывно перемещается в плане и по вертикали.

Для возникновения сублимационных кристаллов температура воздуха должна быть отрицательной, а предмет, на котором идет кристаллизация – иметь температуру ниже точки росы. Сублимационные кристаллы обычно появляются вблизи противотока в основном пещерном канале, когда холодные воздушные потоки движутся вдоль пола, а более тёплые – вдоль свода галерей в обратном направлении. Они растут на сводах полостей, в углублениях на стенах, в трещинах породы в местах, где в основную галерею поступает более тёплый воздух из боковых галерей.

М.П. Головков [5] и Е.П. Дорофеев [6-9] выявили морфологическое многообразие сублимационных ледяных кристаллов КЛП (листовидные, лотковые, пирамидальные, прямоугольные, игольчатые, а также сростки). В тёплый период много кристаллов осыпается на пол, озерняется (кристаллы обтаивают и принимают форму зерен), смерзается и перекристаллизуется, образуя снегоподобную массу. Площадь его скопления достигает 0,5-2,0 м², мощность – 10-20 см. Летом эти образования подтаивают, покрываются плотной корой, иногда исчезают (гроты Бриллиантовый, Вышка, Полярный).

Устойчивые очаги сублимации, где в зависимости от условий интенсивно разрастаются кристаллические изморозь или налет, возникают

в гротах Бриллиантовый, Полярный, Западный, Крестовый, Руины и в проходах между ними.

В КЛП рост ледяных кристаллов на охлажденных стенах ближней части пещеры продолжается в течение лета. Трудно разделить сходные по форме изморозь и налет. Для выяснения динамики процесса сублимации необходимы дополнительные исследования.

Осадочно-метаморфические льды. Известны только в Первом гроте, у Старого входа в пещеру, который открывается на зиму для вентиляции. Поток воздуха в пещеру вносится снег, со временем превращающийся в зернистый фирн и лед.

Библиографический список

1. *Альтберг В.Я.* Снежинки-гиганты // Хочу все знать. 1931. № 3.
2. *Альтберг В.Я.* О редких и своеобразных кристаллических формах льда // Природа. 1934. № 12.
3. *Андрейчук В.Н.* Некоторые своеобразные отложения в Кунгурской пещере, связанные с ее оледенением // Минералы и отложения пещер и их практическое значение: Тез. докл. Пермь, 1989.
4. *Гмелин И.О.* Кунгурской подземной пещере // Учен. зап. Ярослав. пед. ин-та. Ярославль, 1958. Вып. 20 (XX). Ч. 2.
5. *Головков М.П.* Заметка о структуре и морфологических особенностях кристаллов льда // Зап. ВМО. 1939. Сер.1. Вып. 1.
6. *Дорофеев Е.П.* Ледяные кристаллы Кунгурской пещеры // Пещеры / Перм. ун-т. Пермь, 1969. Вып. 7(8).
7. *Дорофеев Е.П.* Разновидности льда Кунгурской пещеры // Минералы и отложения пещер и их практическое значение: Тез. докл. Пермь, 1989.
8. *Дорофеев Е.П.* Наледи Кунгурской пещеры // Проблемы наледеведения. Новосибирск: Ин-т геогр. СО АН СССР, 1991.
9. *Дорофеев Е.П., Мавлюдов Б.Р.* Динамика оледенения Кунгурской пещеры // Пещеры. Итоги исследований / Перм. ун-т. Пермь, 1993. Вып. 23-24.
10. *Каракаш Н.И.* Кунгурская ледяная пещера на Урале // Тр. Имп. СПб о-ва естествоиспытателей, 1905. Т. XXXVI. № 1.
11. *Киттары М.Я.* Ледяная пещера в окрестностях Кунгура // Журн. Мин-ва внутренних дел. 1848.
12. *Максимович Г.А.* Классификация льдов пещер // Изв. АН ССР, 1945. Т. 9. № 3-6.
13. *Максимович Г.А.* Краткая инструкция по изучению пещерного льда и ледяных пещер. Молотов, 1946.
14. *Максимович Г.А.* Пещерные льды // Изв. Всес. геогр. о-ва. 1947. Т. 79. Вып. 5.

15. *Максимович Г.А., Кобяк Г.Г.* Происхождение льда Кунгурской ледяной пещеры // Зап. ВМО. М.; Л., 1941. Ч. 70. Вып. 3.
16. *Максимович Г.А., Кобяк Г.Г.* Характеристика льда Кунгурской ледяной пещеры // Докл. АН СССР. 1941. Т. 31, № 5.
17. *Максимович Г.А., Панарина Г.Н.* Химический состав льда пещер Пермской области // Химическая география и гидрогеохимия. Пермь, 1966. Вып. 6-7.
18. *Максимович Г.А., Шумков В.М.* Химический состав пещерного льда // Химическая география и гидрогеохимия. Пермь, 1964. Вып. 3(4).
19. *Федоров Е.С.* Заметки о Кунгурских пещерах // М-лы для геологии России. СПб.: Изд-во Петерб. минерал. о-ва, 1883. Т. XI.
20. *Хромов С.П., Мамонтова Л.И.* Метеорологический словарь. Л.: Гидрометеониздат, 1963.
21. *Яценко Р.В.* О составе льда Кунгурской пещеры // Пещеры / Перм. ун-т. Пермь, 1965. Вып. 5(6).
22. *Gmelin I.G.* Reise durch Sibirien von den Jahren 1733-1743. Teil 1. 1751-1752. Göttingen, 1751.
23. *Kittara M.* Die Eishöhle von Kungur // Archive für wissenschaftliche Kunde von Russland (von Erdmann). 1850. Bd. 8. S. 75-81.

ПРОБЛЕМЫ ЛИТОЛОГИИ И ПЕТРОЛОГИИ



А.В. Маслов¹, Г.А. Петров², М.Т. Крупенин¹

¹Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург

²ОАО УГСЭ; г. Екатеринбург

К ОЦЕНКЕ РЕДОКС-ОБСТАНОВОК В ВЕНДСКОМ БАССЕЙНЕ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ЗАПАДНОГО СКЛОНА СРЕДНЕГО УРАЛА

К западу от г. Нижний Тагил долинами правых притоков р. Чусовой вскрыт наиболее полный разрез нижнего и верхнего венда на западном склоне Урала. Он включает осадочные последовательности серебрянской и сыльвицкой серий, подразделяющиеся на ряд свит. Серебрянская серия состоит из танинской, гаревской, койвинской, бутонской и керносской свит, тогда как сыльвицкая включает старопечнинскую, перевалокскую, чернокаменскую и усть-сыльвицкую свиты [3, 9].

Танинская свита (до 500 м) слагается редкогалечниковыми тиллитовидными конгломератами с прослоями полевошпато-кварцевых песчаников, алевролитов и алевролитистых глинистых сланцев. *Гаревская свита* объединяет мелкозернистые песчаники и апоалевролитовые сланцы с прослоями ленточнослоистых филлитов. Мощность ее достигает 700-750 м. *Койвинская свита* (мощность до 250-300 м) представлена тонким чередованием филлитовидных апоалевролитовых сланцев, алевролитов и пестроцветных известняков. *Бутонская свита* (300-350 м) объединяет полосчатые темно-серые низкоуглеродистые глинистые сланцы с маломощными редкими прослоями алевролитов. *Керноская свита* (200-350 м) слагается песчаниками и филлитизированными апоалевролитовыми сланцами. *Старопечнинская свита* (до 500 м) представлена в нижней части редкогалечными конгломератами; в верхней преобладают темноокрашенные песчаники, алевролиты и глинистые сланцы. *Перевалокская свита* объединяет темно-серые аргиллиты, песчаники и гравелиты. Мощность ее не превышает 300 м. Выше по разрезу наблюдается мощная (до 1800 м) последовательность преимущественно зеленовато-серых мелкозернистых песчаников, алевролитов и аргиллитов, выделяемая в *чернокаменскую свиту*. Завершают разрез сыльвицкой серии полимиктовые и полевошпато-кварцевые песчаники с маломощными прослоями алевролитов и аргиллитов *усть-сыльвицкой свиты*. Мощность ее – 500-600 м.

Имеющиеся в литературе представления об условиях формирования указанных образований весьма отрывочны и опубликованы пре-

имущественно в 50-70-х гг. прошедшего столетия. Так, А.А. Кухаренко [6] полагал, что начало «ашинского времени» на Среднем Урале было ознаменовано обмелением бассейна, сопровождавшимся появлением архипелага островов, явившегося источником грубообломочной кластики, приуроченной к нижним горизонтам ашинской серии (одно из таких поднятий реконструировалось автором в бассейне рек Вижай, Вильва и Косьва). Яркое выраженное двучленное строение разреза серии отражает, по его мнению, проявление двух циклов осадконакопления, несколько различавшихся по набору основных литотипов. Исходя из текстурно-структурных особенностей отложений всей ашинской серии, он считал, что накопление исходных осадков происходило преимущественно в мелководной прибрежной зоне морского бассейна (литораль и неритовая области). В настоящее время, исходя из присутствия пачек и прослоев карбонатных пород, наличия тонкослоистых глинистых сланцев с повышенными содержаниями P_2O_5 , геохимических особенностей пород, широкого развития оползневых и турбидитовых текстур, считается, что осадочные образования серебрянской серии накапливались в морском бассейне линейного типа, имевшим, по всей видимости, значительную расчлененность [4, 5, 7]. По представлениям Н.М. Чумакова [13], отложения танинской и верхней части койвинской свит отвечают ледниковой формации активных тектонических прогибов, тогда как породы гаревской и нижней части койвинской свит являются межледниковыми образованиями. Микститы танинской свиты рассматриваются Н.М. Чумаковым как отложения подводного конуса выноса ледниковых вод. Е.М. Аксенов [1] указывает на формирование в раннем венде преимущественно моренных, водно-ледниковых и озерно-ледниковых отложений, тогда как в позднем венде преобладают терригенные прибрежно- и мелководно-морские последовательности, формировавшиеся в условиях хорошо выраженных ингрессивной, трансгрессивной и регрессивной стадий.

В настоящем сообщении проанализируем только один параметр обстановок вендского осадконакопления, а именно – редокс-потенциал придонных вод. В качестве показателей окислительно-восстановительных обстановок придонных вод бассейна, существовавшего в венде на рассматриваемой территории, использованы индексы Mo/Mn [11, 12], $V/(V+Ni)$ [15, 16], общее содержание Mn [19], а также соотношения V/Mn , Mo/Co и V/Co [18, 20]. Известно, что в бассейнах с сероводородным заражением величина индекса Mo/Mn варьирует от $0,0n$ до $0,n$, тогда как в хорошо аэрируемых водоемах она составляет существенно менее $0,00n$. Бескислородные обстановки осадконакопления характеризуются также весьма низкими концентрациями Mn в осадках; индекс $V/(V+Ni)$ в осадках в подобных условиях варьирует от $0,65-0,7$ (умеренно бескислородные условия) до почти $1,0$ (отчетливо выраженные редокс обстановки). Никель и кобальт в кислородных

обстановках ведут себя аналогично оксидам марганца; они интенсивно сорбируются из водной массы последними и, напротив, активно выводятся из оксидов марганца в субокисных и закисных обстановках. Выполненный нами анализ взаимосвязей названных элементов в глинистых сланцах и аргиллитах венда показал существование корреляционных зависимостей между Co и Mn, а также V и Mo, следовательно, использование отношений указанных элементов для разграничения различных по редокс-потенциалу обстановок осадконакопления вполне допустимо.

Для оценки редокс обстановок в вендском бассейне западного склона Среднего Урала нами использована коллекция из 27 проб глинистых сланцев и аргиллитов серебрянской (танинская, гаревская, койвинская и бутонская свиты) и сыльвицкой (старопечнинская, перевалокская и чернокаменная свиты) серий, проанализированных на 41 элемент методом ICP-MS. Средние для 3-4 проб из каждого литостратиграфического интервала венда значения названных выше индексов приведены в таблице, а их вариации снизу вверх по разрезу показаны на рис. 1 и 2.

Отношение Mo/Mn в глинистых сланцах и аргиллитах значительно большинства литостратиграфических единиц разреза не превышает 0,0025-0,003, что предполагает стабильно хорошую аэрацию придонного слоя воды в вендском бассейне (рис. 1, а). Единственным исключением являются глинистые сланцы бутонской свиты – в них Mo/Mn превышает 0,015 ед. и, следовательно, исходя из критерия В.Н. Холодова и его коллег, бассейн бутонского времени уверенно можно рассматривать как бассейн с отчетливо выраженными бескислородными обстановками осадконакопления.

Средние значения индексов редокс-состояния придонных вод бассейна, рассчитанные для глинистых сланцев и аргиллитов различных уровней венда западного склона Среднего Урала

Уровень разреза		M		M			
		o/Mn	V/(V+Ni)	n, ppm	/Mn	o/Co	/Co
Верхний венд (сылвицкая серия)	V _{2ck}	0,0016	0,713	942,0	0,212	0,048	7,61
	V _{2prv}	0,0036	0,692	666,86	0,277	0,036	7,00
	V _{2stp}	0,0025	0,736	759,17	0,277	0,074	9,20
Нижний венд (серебрянская серия)	V _{1bt}	0,0152	0,771	74,82	1,308	0,343	28,00
	V _{1kv}	0,0020	0,605	156,70	0,464	0,024	5,23
	V _{1gr}	0,0010	0,641	340,80	0,381	0,026	9,56
	V _{1tn}	0,0011	0,610	544,80	0,250	0,049	6,81

Примечание. Индексами показаны свиты: V_{1tn} – танинская; V_{1gr} – гаревская; V_{1kv} – койвинская; V_{1bt} – бутонская; V_{2stp} – старопечнинская; V_{2prv} – перевалокская; V_{2ck} – чернокаменная.

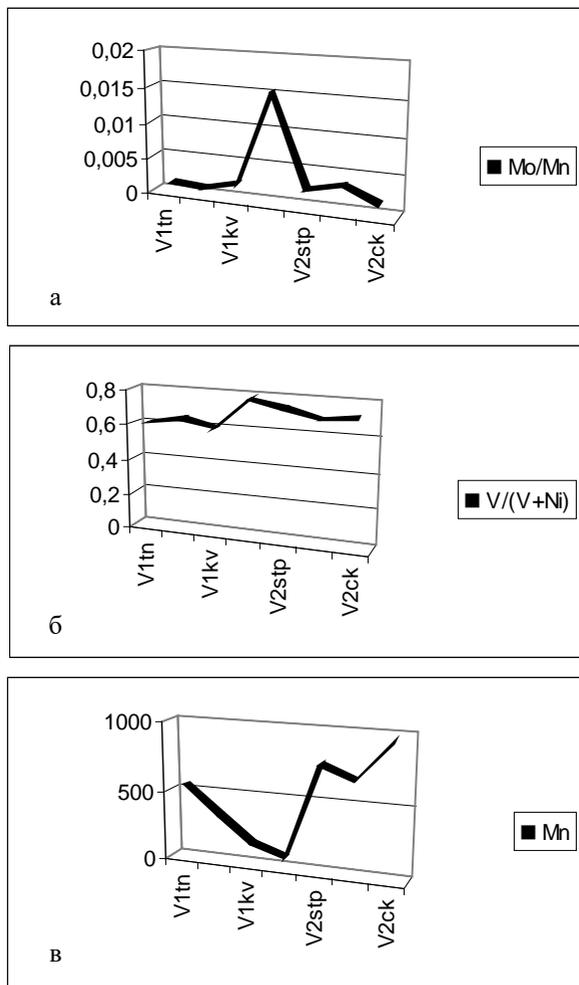


Рис. 1. Вариации индексов Mo/Mn (а), V / (V+Ni) (б) и содержания Mn (в) в глинистых сланцах и аргиллитах серебрянской и сыльвицкой серий венда западного склона Среднего Урала. Свиты: V₁tn – танинская; V₁kv - койвинская; V₂stp - старопечнинская; V₂ck - чернокаменная

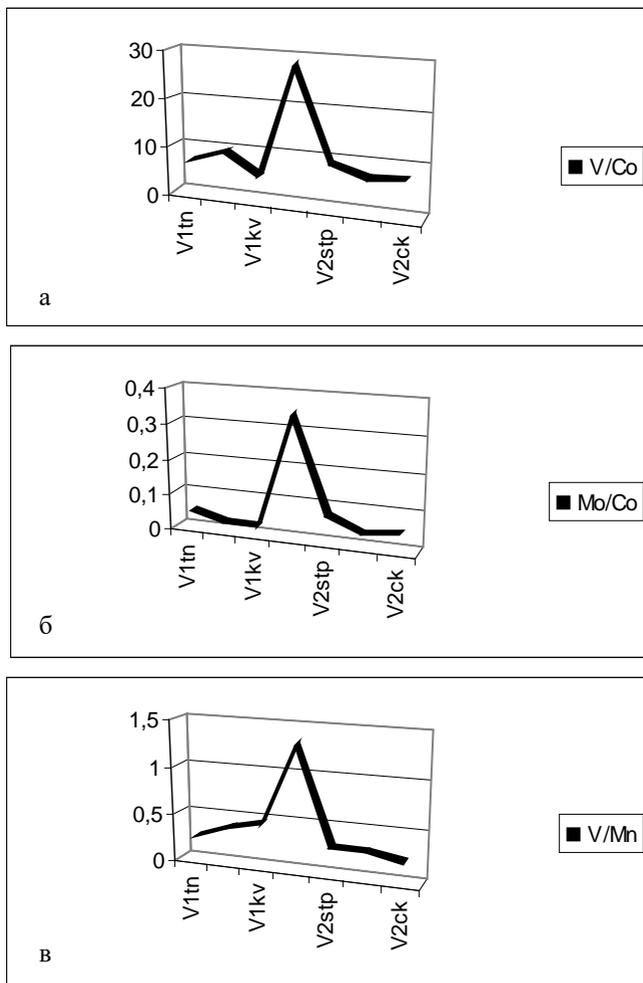


Рис. 2. Вариации индексов V/Co (а), Mo/Co (б) и V/Mn (в) в глинистых сланцах и аргиллитах серебрянской и сыльвицкой серий венда западного склона Среднего Урала

Исходя из значений индекса $V/(V+Ni)$ можно сделать менее определенное заключение о преобладании в венде умеренно бескислородных обстановок, но и данное отношение в исходно глинистых породах бутонской свиты превышает 0,7 ед. (рис. 1, б), что позволяет рассматривать их как отложения, сформированные в условиях отчетливо выраженных редокс обстановок.

Исключительно ярко на бутонском уровне нижнего венда выражен экскурс в сторону минимальных значений общего содержания марганца (рис. 1, в). По сравнению с глинистыми сланцами и аргиллитами старопечнинской или чернокаменской свит верхнего венда в породах бутонской свиты % Mn снижены более чем на порядок (!! – А.М. и др.). Примечательно, что, за исключением глинистых сланцев танинской свиты, средние содержания Mn в отложениях нижнего венда в 2-3 раза ниже, чем в верхневендской последовательности. На это же обстоятельство указывает и небольшой пик на рис. 2, а.

Отношения V/Co , Mo/Co и V/Mn (рис. 2, а-в) фиксируют уже обозначенную выше тенденцию: максимальные значения указанных индексов, предполагающие формирование исходных осадков в условиях водоема с отчетливо выраженным сероводородным заражением, типичны для бутонского уровня нижнего венда.

Приведенные выше данные позволяют рассматривать время накопления мощных исходно глинистых толщ бутонского уровня как эпоху существования на данной территории бассейна с резко ограниченной циркуляцией придонных вод и их высоким редокс-потенциалом. Основываясь на наблюдаемом последовательном уменьшении общего содержания Mn в глинистых сланцах гаревской, койвинской и бутонской свит, можно предположить, что ранневендский бассейн испытывал тенденцию к постепенной изоляции. В позднем венде она сменилась обширной трансгрессией, что привело, как известно [8, 10], к резким палеоэкологическим перестройкам, в том числе к беспримерно широкому расселению в шельфовых бассейнах поздневендских Metazoa. Именно в разрезе верхневендской сыльвицкой серии среди отложений чернокаменской свиты известны слои с тиразианами и немианами, а в усть-сыльвицкой свите – многочисленные арумберии [2].

В 2002 г. в разрезах чернокаменской свиты Д.В. Гражданкиным (Кембриджский университет) найдены многочисленные новые местонахождения слепков и отпечатков палеопащихнусов, белтанелоидесов, немиан, цикломедуз, округлых обособлений, имеющих, по-видимому, бактериальную природу, и дикинсоний. Материалы предварительных полевых седиментологических реконструкций показывают, что по своему фациальному облику

осадочные образования сыльвицкой серии сходны с отложениями верхнего венда, вскрытыми в Мезенской синеклизе и на Онежском полуострове [14, 17]. Это позволяет предполагать, что осадочные последовательности позднего венда западного склона Среднего Урала накапливались в крупном мелководно-морском бассейне, протягивавшемся вдоль Тиманского кряжа на северо-запад, в сторону Беломорья, тогда как ранневендский седиментационный бассейн имел, скорее всего, значительно меньшие размеры и на последних этапах своего развития был полностью или в большей степени изолированным и характеризовался ярко выраженным сероводородным заражением придонных слоев воды.

Библиографический список

1. *Аксенов Е.М.* История геологического развития Восточно-Европейской платформы в позднем протерозое: Дис. ... д-ра геол.-минерал. наук в форме научного доклада. С-Пб: ИГГД РАН, 1998. 106 с.
2. Вендская система. Историко-геологическое и палеонтологическое обобщение. Т. 2. Стратиграфия и геологические процессы / Под ред. Б.С. Соколова, М.А. Федонкина М.: Наука, 1985. 222 с.
3. Верхний рифей и венд западного склона Среднего Урала / Под ред. В.Е. Хаина, Б.И. Чувашева М.: Наука, 1982. 139 с.
4. *Ключина М.Л.* Вендская система Урала. Свердловск: ИГГ УрО АН СССР, 1991. 58 с.
5. *Курбацкая Ф.А., Аблизин Б.Д.* К палеогеографии терригенных толщ верхнего докембрия западного склона Среднего Урала // Учен. зап. Перм. ун-та. 1970. № 210. С. 109-126.
6. *Кухаренко А.А.* Литология и условия формирования ашинской серии западного склона Среднего Урала // Вопросы литологии и палеогеографии // Учен. зап. ЛГУ. Сер. геол. наук. 1962. № 310. С. 245-274.
7. *Младших С.В., Аблизин Б.Д.* Стратиграфия верхнего докембрия западного склона Среднего Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1967. №2. С.67-80.
8. *Соколов Б.С.* Очерки становления венда. М.: КМК Лтд., 1998. 156 с.
9. Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург: Роскомнедра, ИГГ УрО РАН, 1993. 172 л.
10. Стратиграфический словарь: Верхний докембрий (Северная Евразия в границах бывшего СССР). М.: Наука, 1994. 351 с.
11. *Холодов В.Н., Недумов Р.И.* О геохимических критериях появления сероводородного заражения в водах древних водоемов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 12. С. 74-82.
12. *Холодов В.Н., Пауль Р.К.* Фации и генезис фосфоритов Каратау. Сообщение 1. Вендско-кембрийский палеоводоем и морфометрия фосфатных pellets // Литология и полезные ископаемые. 1999. № 4. С. 350-367.
13. *Чумаков Н.М.* Тиллиты и тиллоиды западного склона Среднего Урала // Разрезы верхнего рифея, венда и нижнего палеозоя Среднего и Южного Урала. Путеводитель геологических экскурсий Всерос. совещания "Палеогеография венда - раннего палеозоя". Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1996. С.74-82.

14. *Grazhdankin D.* The Ediacaran genus *Inaria*: a taphonomic / morphodynamic analysis // N. Jb. Geol. Palaont. Abh. (Stuttgart). 2000. V. 216. P. 1-34.
15. *Hatch J.R., Leventhal J.S.* Relationship between inferred redox potential of the depositional environment and geochemistry of the Upper Pennsylvanian (Missourian) Stark Shale Member of the Dennis Limestone, Wabaunsee County, Kansas, U.S.A. // Chem. Geol. 1992. V. 99. P. 65-82.
16. *Lewan M.D.* Factors controlling the proportionality of vanadium to nickel in crude oils // Geochim. Cosmochim. Acta. 1984. V. 48. P. 2231-2238.
17. *Martin M.W., Grazhdankin D.V., Bowring S.A.* et al. Age of Neoproterozoic bilaterian body and trace fossils, White Sea, Russia: implications for Metazoan Evolution // Science. 2000. V. 288. P. 841-845.
18. *Porebska E., Sawlowicz Z.* Palaeoceanographic linkage of geochemical and graptolite events across the Silurian-Devonian boundary in Bardzkie Mountains // Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol. 1997. V.132. P.343-354.
19. *Quinby-Hunt M.S., Wilde P.* Thermodynamic zonation in the black shale facies based on iron-manganese-vanadium content // Chem. Geol. 1994. V.113. P. 297-317.
20. *Rachold V., Brumsack H.-J.* Inorganic geochemistry of Albian sediments from the Lower Saxony Basin NW Germany: palaeoenvironmental constraints and orbital cycles // Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol. 2001. V.174. P.121-143.

Ю.Л. Войтеховский

Геологический институт КНЦ РАН, г. Апатиты

К АНАЛИТИЧЕСКОЙ СИСТЕМАТИКЕ ПЕТРОГРАФИЧЕСКИХ СТРУКТУР

Структуры горных пород содержат богатую информацию об условиях и механизмах их формирования. Тем не менее, этот раздел петрографии является наиболее описательным, что уже сдерживает ее дальнейшее развитие. В предыдущих работах автором показано, что возможен аналитический подход к систематике [1, 2] и описанию перестроек [3, 4] петрографических структур. Далее мы развиваем этот метод.

Заметим, что проблема отыскания естественных, т.е. обусловленных природой самого объекта, дискретных границ в непрерывных многообразиях хорошо известна во многих дисциплинах. Применительно к структурам горных пород особенность нашего подхода состоит в том, чтобы сместить акцент с количественного минералогического анализа горных пород и руд на пространственные отношения контактирования минеральных зерен в них. Это хорошо согласуется с положением о том,

что сложность системы зависит более от разнообразия и композиции межэлементных отношений, чем от числа элементов.

В горных породах пространственные межзерновые отношения исчерпываются бинарными (по общим поверхностям), тернарными (по общим ребрам) и куотернарными (в общей точке) контактами. При этом заметим, что всякий тернарный контакт есть композиция трех бинарных, куотернарный - четырех тернарных и тем самым - шести бинарных. С учетом того, что минеральные зерна принадлежат к различным видам, анализ статистик различных межзерновых контактов превращается в отнюдь не тривиальную задачу.

Пусть p_{ij} , p_{ijk} и p_{ijkl} - вероятности различных бинарных, тернарных и куотернарных межзерновых контактов в горной породе, а индексы показывают виды контактирующих минеральных зерен. В работах [1, 2] дана аналитическая систематика петрографических структур, использующая формальную запись организации горной породы в виде уравнения (в эйнштейновской нотации, где верхние индексы означают суммирование):

$$p^{ij} m_i m_j = 1 ,$$

в левой части которого стоит квадратичная форма от переменных m_1, \dots, m_n , т.е. минералов. Оно задает одну из квадратичных поверхностей, названных нами структурными индикатрисами. К одному типу были отнесены те и только те петрографические структуры, которые характеризуются подобными структурными индикатрисами. Так разрешается противоречие между непрерывной изменчивостью вероятностей p_{ij} и существованием дискретных границ между структурными типами горных пород.

Нетрудно видеть, что этот подход может быть распространен на тернарные и куотернарные отношения. Иначе говоря, в основу систематики петрографических структур могут быть положены индикатрисы 3-го и 4-го порядков, порождаемые уравнениями

$$p^{ijk} m_i m_j m_k = 1 ,$$

$$p^{ijkl} m_i m_j m_k m_l = 1 ,$$

но алгебраическая теория форм 3-го и 4-го порядка отсутствует. Кроме того, для расчета вероятностей p^{ijkl} нужно заглянуть внутрь горной породы, так как стыки четырех зерен в шлифе не наблюдаемы, а вероятности p^{ijk} тернарных контактов, наблюдаемые под микроскопом, требуют, впрочем, как и p^{ij} - стереологической реконструкции.

И все же систематика петрографических структур на основе статистик межзерновых контактов наиболее высокого порядка весьма желательна, т.к. статистика отношений более низкого порядка всегда может быть рассчитана по ним, как это указано выше. На примере бими-

неральной горной породы покажем, как связаны статистики бинарных и тернарных межзерновых контактов. Этот пример удобен тем, что допускает визуализацию с помощью барицентрических диаграмм вероятностей p^{ij} и p^{ijk} .

Уравнение состояния биминеральной горной породы в вероятностях бинарных межзерновых контактов запишем в виде

$$p_{11} m_1^2 + 2 p_{12} m_1 m_2 + p_{22} m_2^2 = 1 .$$

При этом граница G между типами петрографических структур, т.е. между различными индикатрисами, задается равенством нулю определителя квадратичной формы $G: p_{11} p_{22} - p_{12}^2 = 0$.

Аналогично, уравнение состояния биминеральной горной породы в вероятностях тернарных межзерновых контактов запишем в виде

$$p_{111} m_1^3 + 3 p_{112} m_1^2 m_2 + 3 p_{122} m_1 m_2^2 + p_{222} m_2^3 = 1 .$$

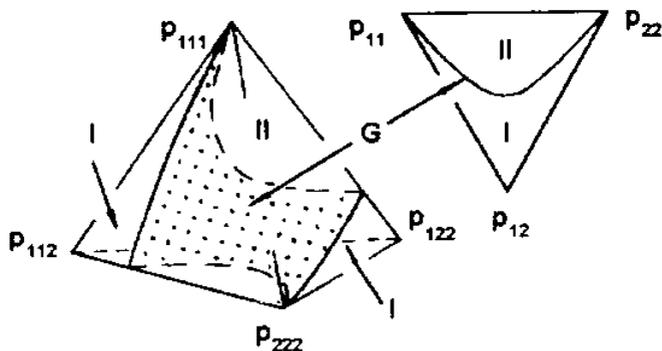
Переход от вероятностей p_{ijk} к p_{ij} имеет вид

$$p_{11} = 3 p_{111} + 3 p_{112} , p_{22} = 3 p_{222} + 3 p_{122} , p_{12} = 3 p_{112} + 3 p_{122} ,$$

поэтому равенство нулю определителя квадратичной формы в вероятностях тернарных межзерновых контактов примет вид

$$G: (p_{111} + p_{112}) (p_{222} + p_{122}) - (p_{112} + p_{122})^2 = 0 .$$

Полное исследование этой поверхности в объеме барицентрической диаграммы вероятностей представляет собой непростую задачу. Ее можно существенно упростить, построив следы поверхности G на гранях тетраэдра, как это показано на рисунке. Она по-прежнему разбивает диаграмму на два блока, но выглядит гораздо сложнее, чем в треугольнике. Несколько более сложным рассуждением можно показать, что внутри тетраэдра поверхность G гладкая.



Разделительная граница G между двумя типами петрографических структур биминеральных горных пород в барицентрических диаграммах вероятностей бинарных (p_{ij}) и тернарных (p_{ijk}) межзерновых контактов, соответственно

Таким образом, аналитическая систематика петрографических структур и их перестроек естественным образом развивается в различных направлениях. Как компромисс между желанием оперировать статистиками межзерновых контактов наиболее высокого порядка и ограниченной возможностью их наблюдения в петрографических шлифах и последующей стереологической реконструкции, наиболее интересна систематика на основе вероятностей p_{ijk} . Поэтому первостепенными для дальнейшего исследования являются следующие задачи: (а) построение требуемой систематики по крайней мере для биминеральных и триминеральных горных пород и (б) изучение вопроса о пересечении границ этой и уже построенной систематики на основе вероятностей p_{ij} .

Библиографический список

1. *Войтеховский Ю.Л.* О принципах организации горных пород и инвариантах квадратичных форм // Докл. АН. 1994. Т. 338, № 3. С. 355-357.
2. *Войтеховский Ю.Л.* Новый подход к анализу структур горных пород // Докл. АН. 1996. Т. 347, № 2. С. 218-220.
3. *Войтеховский Ю.Л.* Равновесие Харди-Вайнберга, структурная энтропия и перекристаллизация горной породы // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении: Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. Вып. 4. Пермь: Изд-во ПГУ, 2002. С. 11-16.
4. *Войтеховский Ю.Л.* Матричное представление структурных перестроек в горных породах // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении: Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. Вып. 4. Пермь: Изд-во ПГУ, 2002. С. 16-20.

ПРОБЛЕМАТИЧНЫЕ НЕОГЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ НА ТЕРРИТОРИИ ВЕРХНЕКАМСКОЙ ВПАДИНЫ

Палеоген-неогеновые отложения довольно широко распространены на территории Прикамья. Они слагают т.н. «высокие» террасы левых притоков р.Камы, залегают в основании эрозионно-карстовых и эрозионно-тектонических депрессий западного склона Среднего и Северного Урала. В различных районах бассейнов Чусовой, Сылвы, Вишеры и др. на возвышенных участках обнаружены останцы песчано-гравийно-галечных отложений, которые рассматриваются как фрагменты древней (палеоген-неогеновой) речной сети [2, 3, 8].

На геологических картах Урала и отдельных его регионов выходы неогеновых и реже палеогеновых отложений изображены в виде сравнительно небольших по площади «пятен», которых достаточно много в бассейне р. Сылвы, Чусовой и особенно Белой. На геологической карте Башкирии масштаба 1:600 000, изданной в 1980 г. под редакцией М.А. Камалетдинова, площадь неогеновых отложений весьма значительна, что является результатом большого внимания, которое уделялось их изучению и картированию [9].

Характерной особенностью вещественного состава олигоценых и миоценовых отложений Приуралья, изученных наиболее детально, является резкое преобладание в их составе устойчивых минералов [7, 8]. По этому признаку они существенно отличаются от четвертичных отложений, для которых характерно преобладание в тяжелой фракции неустойчивых минералов – группы эпидота или пироксенов.

Летом 2002 г. экспедиция кафедры минералогии и петрографии Пермского университета в составе И.И. Чайковского, К.П. Казымова, И.Я. Илалтдинова и автора статьи исследовала район верхнего и среднего течения бассейна р. Весляны, где проведено описание и опробование разрезов юрских и четвертичных (флювиогляциальных днепровского возраста и аллювиальных позднеплейстоценовых) отложений.

В 10 км восточнее п.Усть-Черная в поле развития флювиогляциальных четвертичных наносов описан следующий разрез отложений, вскрытых при прокладке дорожного полотна.

Для изучения минерального состава отобрано три пробы из слоев 3, 4 и 5-го. В лаборатории из обломочного материала проб отмучена фракция частиц размером менее 0,05 мм. После отсева на ситах

класс частиц 0,25-0,1 мм разделен в бромформе на легкую и тяжелую фракции. Выполнен минералогический анализ легкой и тяжелой фракций.

Слой	Литологический состав	Мощность, м
1	Почвенно-растительный горизонт	0,2
2	Песок белый разномзернистый с включением редкой галки и валунов неслоистый	1,0
3	Песчано-гравийно-галечные отложения серовато-желтые, местами ржаво-бурые вследствие сильного ожелезнения, глинистые	1,5
4	Песок мелкозернистый светло-серый, местами желтовато-бурый ожелезненный, глинистый неслоистый	0,5
5	Песок средне-мелкозернистый светло-серый с включением редкого гравия и мелкой гальки глинистый неслоистый	0,5

Все полученные в результате исследований характеристики вещественного состава отложений (выход тяжелой фракции в классе 0,25-0,1 мм, минеральный состав легкой и тяжелой фракций, типоморфные особенности минералов) показали их существенное отличие от аналогичных данных, установленных для других возрастных и генетических типов отложений, изученных по той же методике на данной территории.

В частности, выход тяжелой фракции в изученных отложениях (от 0,28 до 0,88%, в среднем 0,55%) оказался значительно более низким, чем таковой в нижнеюрских (среднее 2,25%), среднеюрских (3,36%), среднелайстоценовых флювиогляциальных (1,50%), и несколько меньшим, чем в позднелайстоценовых аллювиальных (0,83%).

В составе легкой фракции класса 0,25-0,1 мм этих отложений резко преобладает кварц (более 90%), среди зерен которого практически представлен только горный хрусталь. Доля полевых шпатов не превышает 5%. В юрских и четвертичных отложениях доля полевых шпатов выше, а среди кварца много молочно-белых разновидностей и халцедона.

Наиболее показательным является различие минерального состава тяжелой фракции (таблица). Для тяжелой фракции отложений изученного разреза выявлена в среднем ильменит-лейкоксен-ставролитовая минеральная ассоциация с крайне низким содержанием неустойчивых минералов (группы эпидота, пироксенов) и полным отсутствием амфиболов.

Минеральный состав тяжелой фракции (класс 0,25-0,1 мм)
отложений бассейна р.Вesляны, %

Минерал	1	2	3	4	5	6	7
Гр. эпидота	1,0	0,6	0,8	33,9	46,7	35,4	24,9
Пироксены	-	0,2	-	0,3	0,4	0,4	0,4
Амфиболы	-	-	-	2,7	3,6	2,0	3,0
Ставролит	27,8	23,2	23,8	11,1	7,4	14,5	13,2
Ильменит	24,8	16,0	14,3	15,3	14,0	17,0	12,6
Лейкоксен	11,5	22,2	27,3	5,9	4,6	10,7	4,1
Дистен	6,4	5,9	16,0	4,6	2,6	3,5	4,1
Турмалин	3,6	4,4	9,8	1,9	1,5	1,8	3,4
Гранаты	1,7	0,6	0,4	9,1	6,1	2,0	15,8
Хромшпинелиды	8,7	11,3	1,0	3,5	2,3	2,7	3,6
Циркон	2,8	7,1	1,0	2,5	1,6	1,7	3,5
Рутил	3,2	6,1	2,0	1,7	1,1	1,8	1,8
Прочие	8,5	2,4	3,6	7,5	8,1	6,5	9,7

Примечания: 1-3 – миоценовые (?) изученного разреза, 4 – нижнеюрские (среднее из 13 анализов), 5 – среднеюрские (14), 6 – среднечетвертичные флювиогляциальные (3), верхнечетвертичные аллювиальные (5) отложения.

Вещественный состав исследованных отложений свидетельствует о том, что его формирование происходило в результате размыва кор выветривания. Об этом можно судить по отсутствию неустойчивых минералов и низкому выходу тяжелой фракции. Показательно также небольшое содержание в тяжелой фракции данных отложений гранатов, которые очень характерны для юрских и позднечетвертичных аллювиальных отложений района. Неустойчивость гранатов к агентам каолинового профиля выветривания, характерного для Урала, отмечал А.П. Сигов [6].

Несмотря на очевидное сходство минерального состава тяжелой фракции всей толщи в целом, тем не менее в строении разреза можно выделить три минералогических горизонта. Верхний горизонт характеризуется лейкоксен-ильменит-ставролитовой минеральной ассоциацией с повышенным содержанием хромшпинелидов и дистена. Средний отличается хромшпинелид-ильменит-лейкоксен-ставролитовой ассоциацией тяжелых минералов с повышенным содержанием циркона, рутила и дистена. Наконец, нижний горизонт выделяется по ильменит-дистен-ставролит-лейкоксеновой ассоциации с повышенным содержанием турмалина. Частично различие минерального состава может быть обусловлено литолого-фациальным контролем. Однако вполне вероятным является вывод о размыве на разных стадиях осадконакопления различных горизонтов коры выветривания.

В то же время приведенный в таблице состав тяжелой фракции идентичен таковому древнеаллювиальных (палеоген-неогеновых) отложений бассейна р. Сылвы [1, 3]. Близкий состав тяжелой фракции имеют олигоценовые и миоценовые аллювиальные отложения, залегающие в основании депрессий западного склона Среднего и Северного Урала (за исключением ставролита, которого в тяжелой фракции олигоценового аллювия мало). На основании изучения вещественного состава можно предположить, что вскрытый разрез представляет собой отложения древней речной сети палеоген-неогенового возраста. Наиболее вероятный возраст отложений – миоценовый.

Возможность присутствия в бассейне р. Весляны неогеновых речных отложений нельзя считать чем-то невероятным или неожиданным. Участок, где они были описаны, расположен в пределах положительной неотектонической структуры, что подтверждается геофизическими и геоморфологическими данными. О неотектоническом подъеме земной коры на этом участке свидетельствует грубообломочный состав современного аллювия р. Весляны и ее притоков.

Геоморфологическим выражением данной неотектонической структуры являются вытянутые в северо-восточном направлении Северные Увалы. О неотектоническом их подъеме свидетельствует также конфигурация речной сети. Долина р. Весляны в верхнем и среднем течениях плавно огибают эту структуру и прорезают ее в районе п. Усть-Черная. Та же структура служит водоразделом для левых притоков р. Весляны (рек Травянка, Руч, Большой и Малый Куб, Пожег, Березовая и др.). Описанную зону неотектонического подъема предлагается назвать *Веслянской*. Она является положительной структурой второго порядка, соответствующей в тектоническом плане валу или более крупной тектонической единице. На соседних территориях нами ранее выделены аналогичные структуры второго порядка. В частности, они соответствуют Сырьянскому, Кукарскому, Уржумскому, Толошерскому и др. (в долине р. Вятки), Кулигинскому (в долине р. Камы) валам. В их пределах выделяются также структуры третьего порядка (локальные поднятия) [4, 5]. В том же полевом сезоне еще два разреза с очень сходным составом тяжелой фракции описаны нами в Кировской области, в районе п. Черная Холуница. Они также приурочены к возвышенным водораздельным участкам рельефа.

Материалы, представленные в статье, показывают важную роль минералогических методов при проведении геологосъемочных работ. Особо нужно подчеркнуть необходимость выполнения минералогического анализа тяжелой фракции, выделенной в бромформе непосредственно в лаборатории из навески отложений (без промывки проб в лотках и выделения шлихов). Отмывка шлиха всегда сопровождается поте-

рями минералов малой плотности, к числу которых относятся минералы группы эпидота, пироксены и амфиболы, имеющие важнейшее значение при установлении источников питания.

Детальное изучение фрагментов древней (палеоген-неогеновой) речной сети на территории Верхнекамской впадины не только имеет важное палеогеографическое значение, но и способствует познанию процессов эволюции кайнозойского россыпеобразования.

Библиографический список

1. *Басина А.Н.* К проблеме эволюции минерального состава кайнозойского аллювия Прикамья (бассейн р.Сылвы) // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Пермь, 2002. Вып. 4. С. 170-174.
2. *Вербицкая Н.П.* Особенности строения и история развития речных долин западного склона Южного Урала // Материалы по четвертичной геологии и геоморфологии СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1961. С. 239-269.
3. *Вохмянина Е.И., Зуева М.И.* К минералогической характеристике рыхлых отложений бассейна среднего течения р.Сылвы // Науч. тр. Перм. политехн. ин-та. 1964. Сб. 12, вып. 2. С. 18-20.
4. *Осовецкий Б.М.* Современные тектонические движения в долине р.Вятки и их влияние на аллювий // Аллювий. Пермь, 1973. Вып. 2. С. 87-109.
5. *Осовецкий Б.М.* Развитие долины верхней Камы в голоцене по данным изучения аллювия // Геоморфология. 1978. № 4. С. 88-96.
6. *Сигов А.П.* Металлогения мезозоя и кайнозоя Урала. М.: Недра, 1969. 296 с.
7. *Смирнов Ю.Д., Боровко Н.Г., Вербицкая Н.П. и др.* Геология и палеогеография западного склона Урала. Л.: Недра, 1977. 200 с.
8. *Шукина Е.Н.* Континентальные третичные отложения Среднего Урала. М.: Госгортехиздат, 1959. 192 с.
9. *Яхимович В.Л.* Этапы геологического развития Башкирского Предуралья в неогене // Стратиграфия неогена Востока Европейской части СССР. М.: Недра, 1971. С. 45-64.

Н.А. Маркина, А.В. Никитин, А.А. Чувашин

Воронежский университет, г. Воронеж

ВЕЩЕСТВЕННЫЕ ОСОБЕННОСТИ И ГЕОДИНАМИКА ФОРМИРОВАНИЯ УЕНДЕКТСКОГО КОМПЛЕКСА ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

Уендектский комплекс развит в восточной части уакитской зоны (рис.1), в которой распространены вулканогенно-осадочные СВК, и слагает субмеридиональную полосу, протягивающуюся от г. Пайкада (на юге) до верховьев р. Горбылок. Восточная её часть уходит за пределы

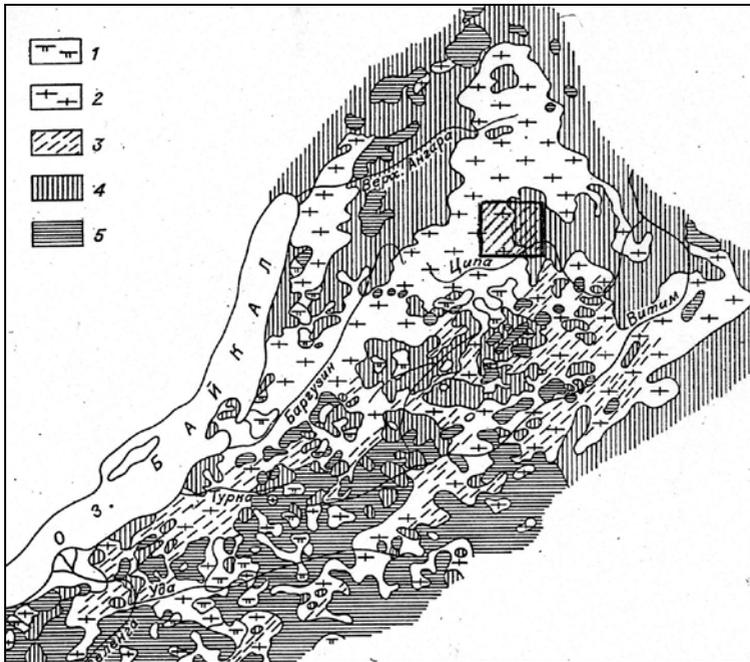


Рис. 1 Схематическая карта распространения магматических пород на территории Забайкалья с обозначением района работ (цифрами на карте обозначены различные комплексы пород)

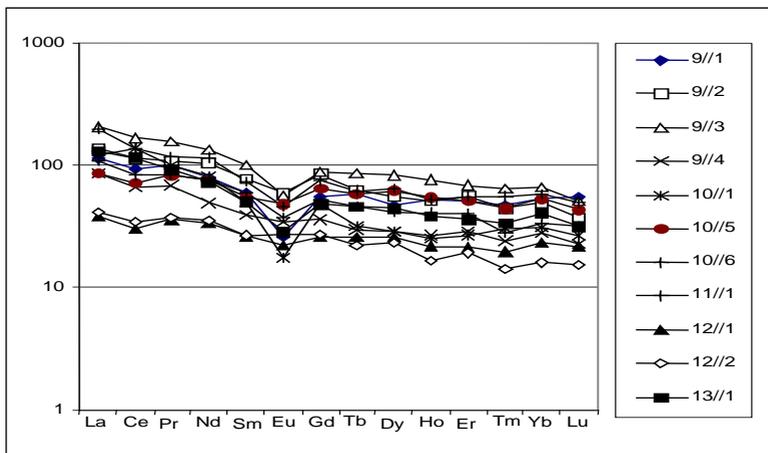


Рис. 2. Нормированные к хондриту содержания REE в гранитоида уендекского комплекса

рассматриваемой территории, с запада она ограничена долиной р. Горбылок, в районе которой фрагментарно отмечаются сложные взаимоотношения с породами олнинской толщи.

По результатам проведенных работ в единый уендектский комплекс были объединены жанокская вулcano-плутоническая ассоциация и бамбукойский гранитоидный комплекс. В составе жанокской вулcano-плутонической ассоциации выделялись эффузивные, интрузивные и мелкие экструзивные тела. Эффузивные и экструзивные тела представлены преимущественно средними и кислыми породами, среди которых встречаются маломощные тела базальтов и габброидов. Интрузивные образования представлены лейкократовыми, реже - аплитовидными гранитами и гранит-порфирами пластообразной и штокообразной формы. Породы комплекса рассланцованы и подвержены серитизации, альбитизации, эпидотизации. Бамбукойский комплекс, представленный катаклазированными лейкократовыми гранитами, считался самостоятельным и оторванным во времени от жанокской ассоциации, а потому выделялся отдельно. Детальное картирование, проведенное в этом районе, показало, что бамбукойские гранитоиды по петрохимическим и геохимическим особенностям не отличаются от гранитоидов жанокской ассоциации. На основании этого было сделано предположение о существовании единого магматического очага и выделен единый уендектский комплекс.

В строении массивов принимает участие широкий спектр петрографических разновидностей пород - от лейкократовых гранитов через двуслюдяные, биотитовые, амфибол-биотитовые граниты до граносиенитов, гранодиоритов и диоритов, причем переходы между разновидностями обычно постепенные. Контактное воздействие тел гранитов на вмещающие породы выражается в относительно локальном ороговиковании и флюоритизации пород. Граниты комплекса подвергнуты (в разной степени) тектонической переработке: катаклазированы, рассланцованы, милонитизированы. Одновременно проявляются вторичные изменения минералов (биотит заместился, иногда нацело, серицитом и хлоритом, плагиоклаз частично заместился серицитом).

Макроскопически граниты комплекса представлены светло-серыми, зеленовато-серыми породами с отчетливо наблюдаемой визуально катакластической структурой и сланцеватой текстурой, имеют порфириовидный облик, порфириновые вкрапленники сложены полевым шпатом. Для гранитов отмечается постоянство химического состава во всех морфологических типах тел, независимо от их размера. Различие заключается только лишь во внешних признаках – крупности зерна, степени катаклаза, рассланцевания и степени метаморфизма.

В шлифах они обнаруживают порфиробластическую, гранобластовую, бластоцементную, реликтовую гранитную структуру, сланцеватую или “очковую” текстуры. В наиболее сохранившихся разностях устанавливается следующий минералогический состав: кварц – 25-40%, калишпат – 50-40%, плагиоклаз – 25-45%, слюды (биотит, мусковит) 8-10%. Из аксессуарных минералов наиболее часто встречаются: титаномагнетит, сфен, циркон, апатит, реже-ортит. Вторичные минералы представлены альбитом, серицитом, хлоритом, эпидотом, редко железистым карбонатом. Калишпат обычно пелитизированный мутный, встречается также таблитчатый калишпат-пертит с вростками плагиоклаза. Плагиоклаз (олигоклаз-андезин) часто сдвойникован, но двойники неразвитые, наблюдаются фрагментарно. Характерны зоны альбитизации. По плагиоклазу развиваются сосюрит и серицит. Кварц ксеноморфен, заполняет промежутки между зернами плагиоклаза и калишпата, а также наблюдается в виде мелких зерен (до 0,1 мм) в зонах грануляции в ассоциации с альбитом. Биотит по линиям спайности замещается хлоритом.

Особенности составов полевых шпатов изучались с помощью микросонда (табл. 1, 2, 3). В исследованных образцах плагиоклазы присутствуют в матриксе пород и образуют пертиты в калишпатовых вкрапленниках; собственно плагиоклазовые вкрапленники редки. Плагиоклазы представлены, в основном, альбит-олигоклазами, ортоклазовая составляющая присутствует почти всегда, хотя редко превышает 5%, т.е. являются трехкомпонентными. Основность альбитов не выше 2,8% AN, зональность нормальная. В большинстве случаев основность плагиоклазовых вкрапленников и включений плагиоклазов в калишпатах несколько выше, чем в матриксе, невзирая на тип зональности.

Калишпаты присутствуют в гранитах в матриксе и фенокристаллах, обуславливающих порфирированность породы. Большинство калишпатов содержит не более 10% альбитового минала и очень редко – до 0,2-0,4% анортита. В калишпатах наблюдаются два типа зональности: прямая и обратная.

По химическому составу уендектский комплекс обнаруживает эволюционный тренд CaO и суммы щелочей, характерных для униmodalной ассоциации. На вариационной диаграмме Харкера магматиты уендектского комплекса обнаруживают принадлежность к известково-щелочной петрохимической серии (коэффициент Пикока = 59,5) [2]. Такие эволюционные тренды характерны для субдукционных, а также коллизионных условий. По данным ICP для редкоземельных элементов, нормированных к хондриту, строились кривые распределения (рис.2), для которых характерно незначительное обогащение LREE и четко выраженный Eu минимум, обусловленный фракционированием плагиоклаза [1]. Изучение геохимических особенностей гранитоидов комплекса

Таблица 1.

Полевые шпаты гранитов в микрозондовой съемке

<i>Порода</i>	Номера зерен полевых шпатов и основность плагиоклазов (% AN) от центра к краю зерен		
	Матрикс	Вкрапленники	Включения и пертиты во вкрапленниках KSP
Гранит порфировидный	PL1 0.7 PL3 0.5	KSP1	Q+PL2 2,6-2,0
Гранодиорит порфировидный	PL2 0.2 PL3 2.8	KSP1 с мирмекитовой каймой Q+KSP1 rim; KSP2	в KSP1 PL1 2.4

Таблица 2.

Температуры минералообразования по двуполевошпатовому геотермометру Whitney J.A., Stormer J.C. для P=1 кб

<i>Порода</i>	Минеральная ассоциация		
	Матрикс	Вкрапленники	Т°С (от – до в образце)
Гранит порфировидный	PL	KSP1c+ PL2c 530 KSP1r+ PL1r 310	Рост вкрапленника 530 – 310
Гранодиорит порфировидный	PL	KSP1c+ PL1c 300 KSP2r1+ PL3 340	Рост вкрапленника 300 – 340

Таблица 3.

Зональность в полевых шпатах гранитов (прямая +, обратная -)

Порода	Матрикс	Вкрапленники	Включения во вкрапленниках
Гранит	PL ?	KSP +	PL +
Гранодиорит	PL ?	KSP -	

методом ICP показало несколько повышенное содержание в них золота (десятые доли %), особенно минералов платиновой группы (в основном палладия) - до 0.03 г/т, а в пространственно ассоциирующих с ними жакноских риолитах количество палладия достигает 0.05 г/т.

На бинарных диаграммах Пирса [3] фигуративные точки уендковского комплекса попадают в поле субдукционной геодинамической обстановки, хорошо согласуясь с трендами эволюции химического состава и поведения REE. В то же время на тройных диаграммах обнаруживается приуроченность фигуративных точек к полям распростране-

ния внутриплитных обстановок, обусловленная относительно повышенным содержанием Та и пониженными Rb и Hf.

Петролого-геохимические особенности уендектского комплекса свидетельствуют о его принадлежности к закрывшейся структуре, очевидно, рифтогенной природы. Для комплекса характерен повсеместный катаклаз, связанный со сдвиговыми деформациями правостороннего характера. Вероятно, указанные деформации проявились при закрытии рифтогенной структуры на заключительных этапах этого процесса.

Авторы выражают глубокую признательность за предоставленные результаты микрозондового анализа Н.А. Дорониной, ст. науч. сотр. Геологического института СО РАН г. Улан-Удэ

Библиографический список

1. *Бородин Л.С.* Петрохимия магматических серий. М.: Наука, 1987. 261с.
2. *Ефремова С.В., Стафеев К.Г.* Петрохимические методы исследования горных пород: Справочное пособие. М.: Недра, 1985. 511с.
3. *Pearce J.A., Harris N.B. W., Tindle A.G.* Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of the granitic rocks. *J. Petrol.* 1984. Vol. 25, p. 44. P. 956-963.
4. *Whitney J.A., Stormer J.C.* The distribution of $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ between co-existing microcline and plagioclase and its effect on geothermometric calculations. *Amer. Miner.* 1977. Vol. 62. № 7-8. P. 687-691.

О.В. Удортатина

ИГ КНЦ УрО РАН, г. Сыктывкар

ЩЕЛОЧНЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ ЛОНГОТЪЮГАНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

На Полярном Урале в центрально-уральской зоне в пределах Тайкеусского рудного узла (верхнее течение р. Лонгот-Юган, руч. Магнетитовый) известно одноименное тантал-ниобиевое и молибденитовое месторождение [1-4]. Месторождение расположено в западной части харбейского блока доуралид, претерпевшего активизацию в палеозойское время.

Молибденитовое месторождение (кварцевые жилы с молибденитом) пространственно разобщено с тантало-ниобиевым и располагается несколько западнее, его образование обусловлено проявленными более поздние процессами грейзенизации.

Тантал-ниобиевое месторождение локализовано в северо-западном эндоконтакте гранитоидов лонготьюганской интрузии ($O_1(?)$) и вмещающих ее хлорит-серицитовых сланцах немурюганской свиты (R_2nm) и амфиболовых гнейсах, сформированных за счет кварцевых диоритов. Минерализованная зона простирается в северо-западном направлении на 400 м, мощность ее варьирует от первых метров до 20 м. Слагающие рудное поле образования представлены слюдистыми кварц-альбитовыми, альбитовыми и кварц-альбит-микроклин-мусковитовыми породами.

Опробованы наиболее распространенные на месторождении разновидности первичных горных пород и сформированных по ним метасоматитов. Образцы горных пород изучены химическим, количественным спектральным, инструментальным нейтронно-активационными методами (табл. 1 и 2).

В восточной части месторождения интенсивно развиты изменения в зоне экзоконтакта. Вмещающие гранитоиды породы представлены зелеными кварц-серицит-хлоритовыми сланцами, которые при альбитизации и окварцевании осветляются. Отмечается также «послойное» развитие альбититов в сланцах. Под микроскопом в метасоматизированных сланцах наблюдаются лепидогранобластовые структуры, обусловленные развитием кварц-альбит-мусковитового парагенезиса. Однако если петрохимически в породах, развивающихся за счет сланцевого субстрата (табл. 1 (1-2)), содержание кремнезема составляет более 70 %, а щелочей 6-7 %, при преобладании натрия над калием (Na_2O/K_2O от 2,3 до 7,8), т.е. породы соответствуют гранитным по составу метасоматитам, то геохимически в них наследуются черты сланцевого субстрата. Например, спектры распределения РЗЭ в измененных породах соответствуют сланцевым (рисунок, А). В них наблюдается низкое содержание РЗЭ, нет европиевого минимума ($Eu/Eu^* = 0,34$), легкие РЗЭ преобладают над тяжелыми ($La/Yb = 31,4$). В более измененных сланцах с увеличением содержания кремнезема и натрия, при общем низком содержании РЗЭ, характер спектра меняется, появляется небольшой европиевый минимум ($Eu/Eu^* = 0,28$), содержание легких РЗЭ уменьшается, а тяжелых увеличивается ($La/Yb = 2,9$). Содержание элементов, формирующих оруденение в метасоматитах по сланцевым субстратам, находится на низком уровне (табл. 2 (1-2), рисунок).

В центральной эндоконтактовой зоне метасоматически в различной степени изменены сами граниты. Граниты представлены лейкократовыми розовато-белыми, среднезернистыми катаклазированными породами. Под микроскопом в них наблюдается бластогранитная структура.

Таблица 1

Химический состав (мас.%, %) в породах Лонготюганского рудного поля

Компонент	68	Ка-72	54	55	58	59	170	60	60а
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	70.00	76.40	76.20	75.60	75.00	74.50	75.84	75.20	48.00
TiO ₂	0.15	0.07	0.07	0.09	0.07	0.04	0.01	0.07	1.72
Al ₂ O ₃	16.03	13.20	13.00	13.30	12.70	13.80	13.09	13.70	12.90
Fe ₂ O ₃	0.20	0.20	0.10	0.10	0.10	0.24	0.72	0.40	6.92
FeO	1.80	1.24	1.70	1.80	2.00	1.72	0.73	1.73	6.10
MnO	0.08	0.06	0.06	0.06	0.08	0.08	0.01	0.08	0.20
MgO	1.10	0.32	0.48	0.60	0.60	0.50	0.23	1.13	6.50
CaO	1.80	0.74	0.24	0.24	0.24	0.24	0.38	0.24	4.60
Na ₂ O	4.80	6.24	4.60	4.10	5.06	4.48	5.79	3.84	1.92
K ₂ O	2.08	0.80	2.20	3.80	3.30	3.84	2.38	2.40	3.00
H ₂ O [*]	-	-	0.40	0.09	0.20	-	-	-	-
CO ₂	-	0.28	-	-	0.14	0.17	-	0.26	-
P ₂ O ₅	0.12	0.06	-	-	0.03	0.09	0.09	0.09	0.49
ППП	2.00	0.08	0.60	0.40	0.62	0.11	0.74	0.54	7.10
S	-	-	-	-	0.02	-	-	0.10	0.26
F	-	-	-	-	0.01	0.03	-	0.03	-
Сумма	100.16	99.41	99.28	100.18	99.80	99.64	100.00	99.42	99.71
Na ₂ O+K ₂ O	6,88	7,04	6,8	7,9	8,36	8,32	8,17	6,24	4,92
O									
Na ₂ O/K ₂ O	2,3	7,8	2	1,07	1,5	1,2	2,4	1,6	0,64

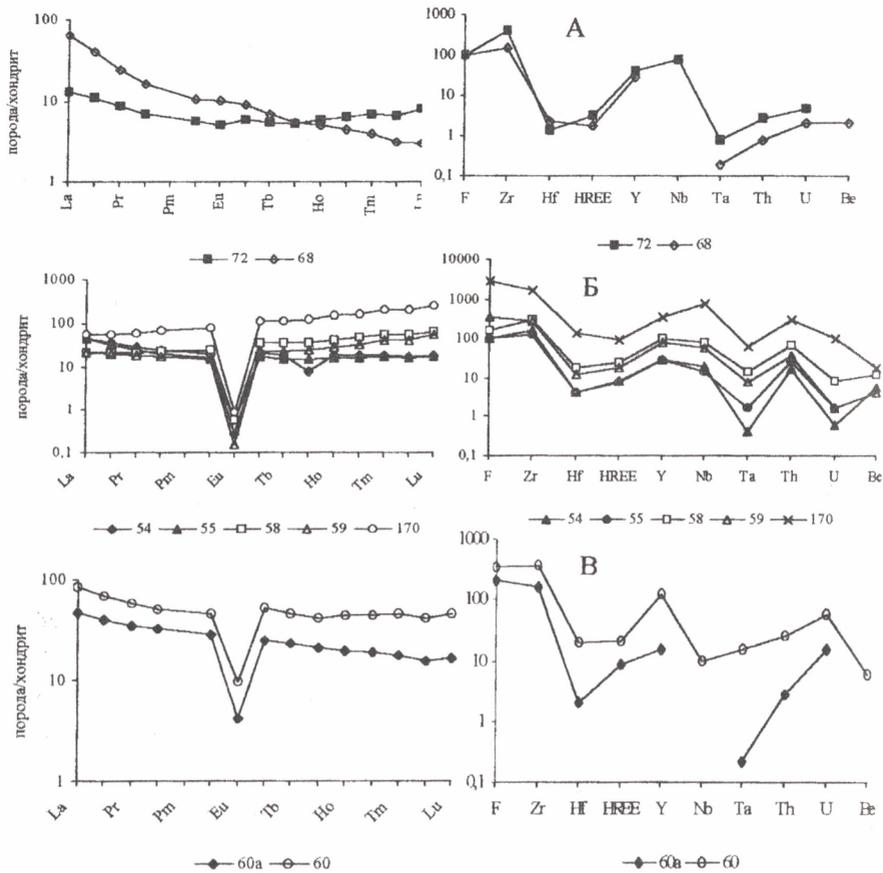
Примечание: Химический состав определен методом «мокрой» химии в ИГ КНЦ УрО РАН (аналитик. Р.Г.Мальхина). Западная часть рудного поля: 1 – альбитизированный хлорит-серицитовый сланец неровейской свиты; 2 – кварц-альбитовый метасоматит по сланцевому субстрату. Центральная часть рудного поля: 3-6 – альбитизированные граниты лонготюганской интрузии; 7 – редкометалльный щелочной метасоматит. Восточная часть рудного поля: зона контакта: альбитизированного гранита (8) и альбитизированного сланца (9).

Таблица 2

Содержание редких элементов (г/т) в породах Лонготюганского
рудного поля

Эле- мент	68	Ка-72	54	55	58	59	170	60	60а
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
La	20.4	4.0	13.4	13.5	6.7	6.83	17.2	26.1	14.5
Ce	33.2	8.9	27.9	27.0	16.8	15.8	45.0	56.0	32.6
Pr'	3.01	1.06	3.48	3.04	2.6	2.18	7.39	7.0	4.3
Nd	9.7	4.1	14.5	12.00	13.9	10.0	41.2	30.6	19.5
Sm	2.09	1.12	4.02	3.22	4.75	2.92	15.1	8.87	5.5
Eu	0.74	0.37	0.02	0.041	0.043	0.011	0.067	0.72	0.3
Gd'	2.31	1.52	5.51	4.54	9.12	5.86	29.7	13.4	6.5
Tb	0.33	0.26	0.9	0.73	1.71	1.11	5.47	2.2	1.1
Dy'	1.77	1.7	5.52	4.72	11.6	7.86	40.0	13.4	6.7
Ho'	0.36	0.43	1.31	1.15	3.01	2.09	11.1	3.23	1.41
Er'	0.93	1.35	3.93	3.41	9.87	7.07	35.0	9.35	4.02
Tm	0.13	0.227	0.59	0.54	1.73	1.3	6.38	1.49	0.58
Yb	0.65	1.39	3.5	3.28	11.3	8.76	43.0	8.8	3.3
Lu	0.098	0.26	0.59	0.57	2.04	1.72	8.16	1.48	0.53
Rb	82.1	4	137.8	182.0	523.7	544.4	783.9	280.8	840
Sr	295	115	185	145	-	190	-	68	120
Zr	155	410	190	125	340	135	1200	180	165
Hf	2.26	1.35	4.22	4.07	18.9	12.7	134.3	20.0	1.92
Ta	0.19	0.78	0.4	1.7	14.3	7.68	62.7	14.7	0.22
Th	0.76	2.7	17.6	27.9	70.4	36.4	303.5	25.5	2.69
U	2.09	4.7	0.6	1.62	8.7	1.59	102.5	58.6	14.9
F	100	100	100	100	160	360	2900	350	200
Be*	2.1	-	5.7	-	12	4.3	18	5.7	-
Ga*	15	9	19	-	42	39	23	32	-
Y*	30	40	38	-	145	95	77	105	15
Nb*		80	20	-	215	135	760	145	-
Pb*	13	10	14	-	41	20	405	15	-

Примечание: определения произведены инструментальным нейтронно-активационным методом (* – расчетные значения) в ГЕОХИ РАН (аналитики Г.М. Колесов, Д.Ю. Сапожников) и количественным спектральным анализом в ИГ КНЦ УрО РАН (аналитики F – Р.С. Арасланова, * – Т. Якимова); 1-9 – см. табл. 1.



Распределение малых элементов в породах Лонготьяганского рудного поля (пояснения в тексте)

Метасоматизированные граниты сложены, об. %: кварцем – 20–30, микроклином – 10–20, альбитом – 20–30, мусковитом (селадонитом) – 10–20. Аксессуарные и рудные минералы представлены цирконом, ферриторитом, колумбитом, фергусонитом, пирохлором, магнетитом, гематитом, пиритом, сфалеритом, галенитом, касситеритом. Вторичные преобразования связаны с хлоритизацией, карбонатизацией и флюоритизацией метасоматитов. Петрохимически метасоматические породы соответствуют по составу субщелочным гранитам (табл. 1(3-7)). Содержание кремнезема находится на уровне 74-76 мас. %, породы характеризуются нормальной глиноземистостью (Al_2O_3 – 13 мас. %) и повышенной щелочностью (Na_2O+K_2O – 6,8-8,36), при небольшом преобладании натрия над калием (Na_2O/K_2O от 1,5 до 2,5). Геохимически породы характеризуются высоким содержанием всех рассеянных элементов, их содержание возрастает от менее измененных гранитов к наиболее альбитизированным и флюоритизированным (табл. 2(3-7)). Спектры распределения РЗЭ характеризуются V-образным видом с равными плечами, т.е. одинаковым содержанием легких и тяжелых РЗЭ ($La/Yb=4$) и четко выраженным европиевым минимумом ($Eu/Eu^*=0,005$). Однако в наиболее минерализованных породах содержание тяжелых РЗЭ начинает преобладать над легкими $La/Yb=0,5$ (табл. 2, рис. Б). Высокое содержание рудных элементов в интенсивно измененных гранитоидах достигает промышленных значений (табл. 2 (5-6), рис. Б).

В западной зоне контакт гранитов со сланцами резкий и четкий, в эндоконтактной зоне отмечается небольшая (до 2-3 см) зона развития игольчатого биотита. Граниты петрографически и петрохимически соответствуют вышеописанным лейкократовым гранитам центральной зоны. Однако геохимически отличаются от них поведением редкоземельных и редких рудных элементов. Спектры распределения РЗЭ имеют менее глубокий европиевый минимум $Eu/Eu^* = 0,06$ (табл. 2 (8), рис. В). Для гранитов западной зоны характерно такое же содержание редких рудных элементов, как и для слабоизмененных гранитов центральной зоны, но они характеризуются большим содержанием Y и U.

Контактирующие с гранитами сланцы отличаются от сланцев восточной зоны присутствием в их составе кроме кварца, серицита и хлорита – амфибола (актинолита). Химически они характеризуются метабазитовым составом (табл.1(9)). Поведение РЗЭ и редких рудных элементов повторяет поведение элементов в контактирующих с ними гранитах (табл. 2, рис. В). Таким образом, для пород, слагающих Лонготьюганское рудное поле, впервые получены данные по содержанию и распределению РЗЭ. Рассмотрено поведение редких рудных элементов (Ta, Nb и др.) и их распределение в метасоматитах, сформированных по различным субстратам (сланцевым и гранитным). Для восточной зоны место-

рождения установлено, что при воздействии щелочного метасоматоза на породы сланцевого субстрата и изменении химического состава пород до гранитного привнос рудных элементов не наблюдается. В породах центральной и западной зон, независимо от того, какие породы подверглись метасоматическому преобразованию, на фоне альбитизации пород происходит накопление редких рудных элементов.

Для данного месторождения по-прежнему не выяснен возраст проявления метасоматических процессов. На основании геологических данных и по аналогии с расположенными рядом продатированными [5,6] Та-Nb месторождениями Тайкеу и Усть-Мраморное возраст редкометалльных щелочных метасоматитов соответствует карбону. Именно в это время проявились коллизионные процессы на Урале, обусловившие активизацию магматических и гидротермальных процессов.

Библиографический список

1. *Апельцин Ф.Р., Скоробогатова Н.В., Якушин Л.Н.* Генетические черты редкометалльных гранитоидов Полярного Урала. М.: Недра, 1967. 202с.
2. Геологическая карта масштаба 1:200 000, серия Северо-Уральская. Лист Q-42-I. Объяснительная записка. М., 1984. 107с.
3. *Калиновский А.В. Игнатов М.И.* Редкометалльные топоминералогические системы района развития щелочных метасоматитов // Тр. Ин-та геологии Коми НЦ АН СССР. Сыктывкар, 1987. С. 5-17.
4. *Калиновский А.В.* Проблемы редкометалльной металлогении севера Урала // Тр. ИГ Коми НЦ АН СССР. Вып 78. Сыктывкар, 1992. С. 70-82.
5. *Удоротина О.В., Андреичев В.Л.* Калий-аргоновые и рубидий-стронциевые изотопно-геохронометрические системы в редкометалльных метасоматитах Полярного Урала // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента. Сыктывкар, 2000. С.151-153.
6. *Удоротина О.В., Андреичев В.Л.* Rb-Sr возраст редкометалльных метасоматитов Полярного Урала // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении: Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского/ Перм. ун-г. Пермь, 2001. С. 30-32.

Е.И. Сорока, Л.В. Леонова, В.Ф. Рябинин
Институт геологии и геохимии УрО РАН, г.Екатеринбург

О ФОССИЛИЗАЦИИ ВОДОРΟΣЛЕВЫХ ОСТАТКОВ В ДРЕВНИХ ПОРОДАХ ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА

Процесс фоссиллизации органогенных остатков, в частности водорослевых, в настоящее время еще недостаточно изучен. В осадочных породах, несущих следы наложенных метасоматических изменений, нередко содержатся окаменелости, представленные минеральными

псевдоморфозами по субстрату органического происхождения, и фоссилизированные фрагменты, минерализованные при жизни организмов. Подобные находки – единственное доказательство первоначально осадочного генезиса вмещающих толщ.

Так, например, в измененных древних породах водораздельной части хр. Малдындыр (западный склон Приполярного Урала) установлены фоссилии сифонокладиевых водорослей предположительно из семейства *Beresellaceae*, триба *Catenaellae* Shuysky [4]. Морфологическое сходство фоссилии (рис.1) проявляется в субцилиндрической форме таллита с пережимами, со сплошными межсегментными поперечными перегородками, выгнутыми в направлении роста. Представители рода *Catenaella* Shuysky установлены В.П. Шуйским в отложениях известняков среднего девона (эйфель), тальтийского горизонта на восточном склоне Приполярного Урала (р.Тыкотлова) [4]. В исследуемых толщах фоссилии водорослей, выполненных кремнеземом (рис. 2), установлены в кальцитовом останце осадочной породы, измененной последующими наложенными процессами. Как известно [4], сифоновые водоросли относятся к обызвествляющимся. Обызвествление происходит в результате химических реакций между конечными продуктами метаболизма и катионами, заимствованными из окружающей водной среды. Обычно минерализуются оболочки сифонов, периферических ответвлений, утрикул, спорангиев, а также пространство между этими морфологическими элементами, причем наружные части слоевища минерализуются сильнее. В породах мы имеем дело чаще всего с минерализованным остатком слоевища сифоновой водоросли – таллитом, обычно выполненным карбонатными минералами в виде кристаллических индивидов различного размера и формы без признаков упорядоченности в агрегатах [4].

Процесс окремнения микроорганизмов изучался на современных природных объектах из термальных источников кальдеры Узон (Камчатка) [1, 2, 3]. В верхней части разреза гидротермально измененных кальдерных кислых вулканогенно-осадочных пород описана опалитовая зона, минеральный состав которой опал и карбонаты [1]. Эта зона представляет собой минерализованные альгобактериальные маты. Образование опала обусловлено высокой концентрацией кремнезема в растворе одновременно с процессом окремнения микрофоссилий. Растворы, содержащие кремнезем, проникают внутрь стенки и перегородок клеток цианобактерий, и опал начинает выпадать в виде островков сферических гранул диаметром 0,1-0,3 мкм. Островки сливаются в опаловые корочки и полностью замещают клеточные стенки. Затем происходит хомогенное осаждение глобулей опала и образование сплошного опалового слоя с микрофоссилиями [3]. На высокую скорость окремнения на

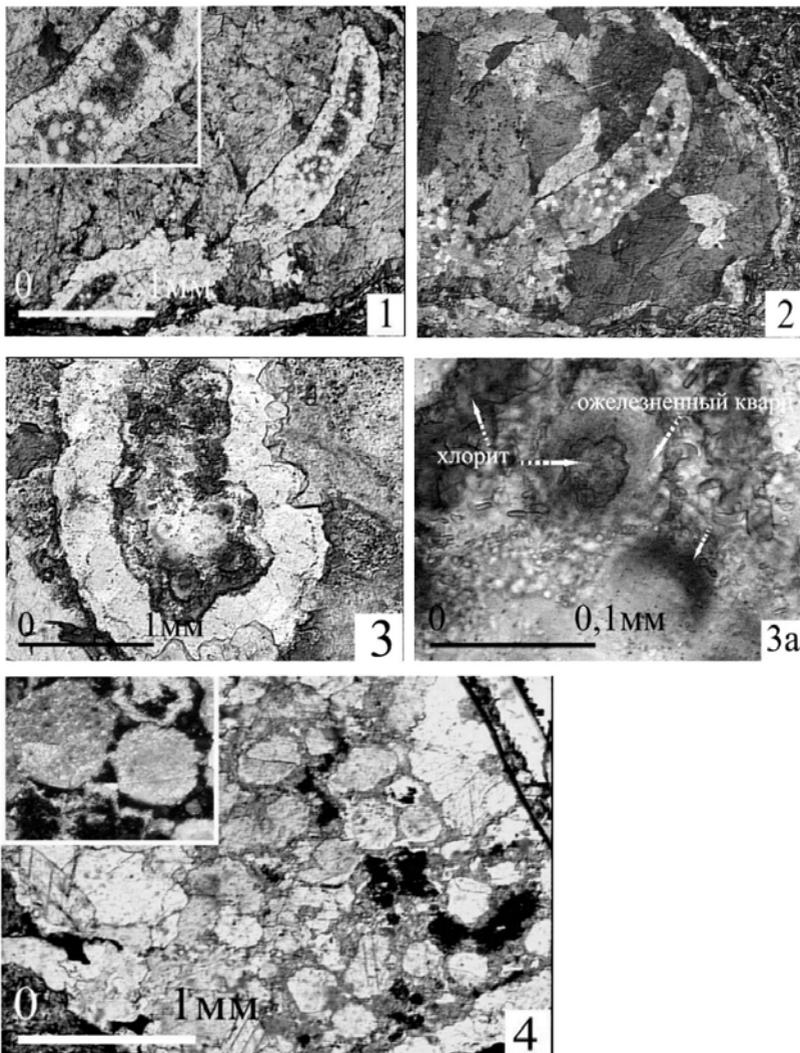


Рис.1. Таллит водоросли *Catenaella*

Рис. 2. Таллит водоросли *Catenaella* при скрещенных николях

Рис. 3. Фоссилизированные остатки, выполненные хлоритом и кварцем:
а – увеличенный фрагмент

Рис. 4. Поперечный срез таллита сифоновых водорослей

начальных стадиях указывают сохранившиеся морфологические особенности кремневых остатков цианобактерий в кальдере Узон [3].

Хорошая степень сохранности фоссилизированной сифонокладиевой девонской водоросли (рис. 1) из отложений водораздельной части хр.Малдынырд свидетельствует о быстром процессе первоначального кремнения. Однако в исследуемых породах обнаружены остатки водорослей, выполненных также и карбонатом. Возможно, это объясняется тем, что основными компонентами современных минерализованных альгобактериальных матов являются кремний и кальций [2]. Между слоями в отмирающей и растущей зоне мата встречаются карбонатные включения, представленные кальцитом и арагонитом, образование которых также обусловлено деятельностью микроорганизмов. Предполагается, что на дне моря существовал очаг разгрузки гидротермальной системы с содержанием кремнезема в растворимой и коллоидной форме более 100 мг/л [2]. Слизь бактериально-водорослевого сообщества насыщалась солями кремния, вызывая почти прижизненное кремнение альгофлоры. В менее насыщенных кремнеземом участках дна происходило обычное обызвествление водорослей с последующим их захоронением. При последующем наложенном гидротермально-метасоматическом процессе изменившиеся РТ-условия (как правило, повышение температуры и давления) способствовали раскристаллизации аморфного кремнезема. Таким образом, происходит замещение опала кварцем, карбонатов - поздним кальцитом. На рис. 3 представлены фоссилии водорослей (?), находящиеся в кальцитовом останце. Эти окаменелости представляют собой гроздьевидные скопления шарообразных образований, выполненных ожелезненным кварцем и хлоритом (рис. 3,а). «Грозди», окаймленные хлоритовой каймой, заключены в оболочку из белого кварца. Хлоритовая кайма, вероятно, первоначально представляла собой слизистую полисахаридную субстанцию. В процессе фоссилизации она заместилась минеральным веществом (возможно, смектитового типа), а затем в процессе гидротермального метасоматоза – магнизиально-железистым хлоритом. На рис. 4 виден поперечный срез водоросли порядка Siphonales, представляющей собой пучок трубчатых сифонов. В таллитах сифоны – это цилиндрические продольные каналы, заполненные осадком (в данном случае вторичным кальцитом). В пучке сифоны располагаются рыхло и при жизни, вероятно, были окружены слизистой оболочкой, в настоящее время выполненной хлоритом. Возможно, фоссилизированная оболочка в процессе гидротермального метасоматоза сыграла роль мембраны, осаждавшей из раствора железо и магний, способствуя образованию хлорита.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ-Урал № 01-05-96404.

Библиографический список

1. *Ероцев-Шак В.А., Набоко С.И., Золотарев Б.П. и др.* Пост-эруптивные и гидротермальные изменения вулканитов в кальдере Узон на Камчатке // Проблемы литологии, геохимии и осадочного рудогенеза. М.: МАИК «Наука / Интерпериодика», 2001. С. 187-205.
2. *Ореланский В.К., Ероцев-Шак В.А., Карнов Г.А. и др.* Слоистые бактериально-водорослевые образования (маты) термальных полей Камчатки // Известия АН СССР. Сер. геол. № 10. 1983. С. 126-132.
3. *Ушатинская Г.Т.* Процесс окремнения // Бактериальная палеонтология. М., 2002. С. 66-67.
4. *Чувашов Б.И., Лучинина В.А., Шуйский В.П. и др.* Ископаемые известковые водоросли. Новосибирск: Наука, 1987. 225 с.

Д.В. Черепанова
ПГГСП «Геокарта»

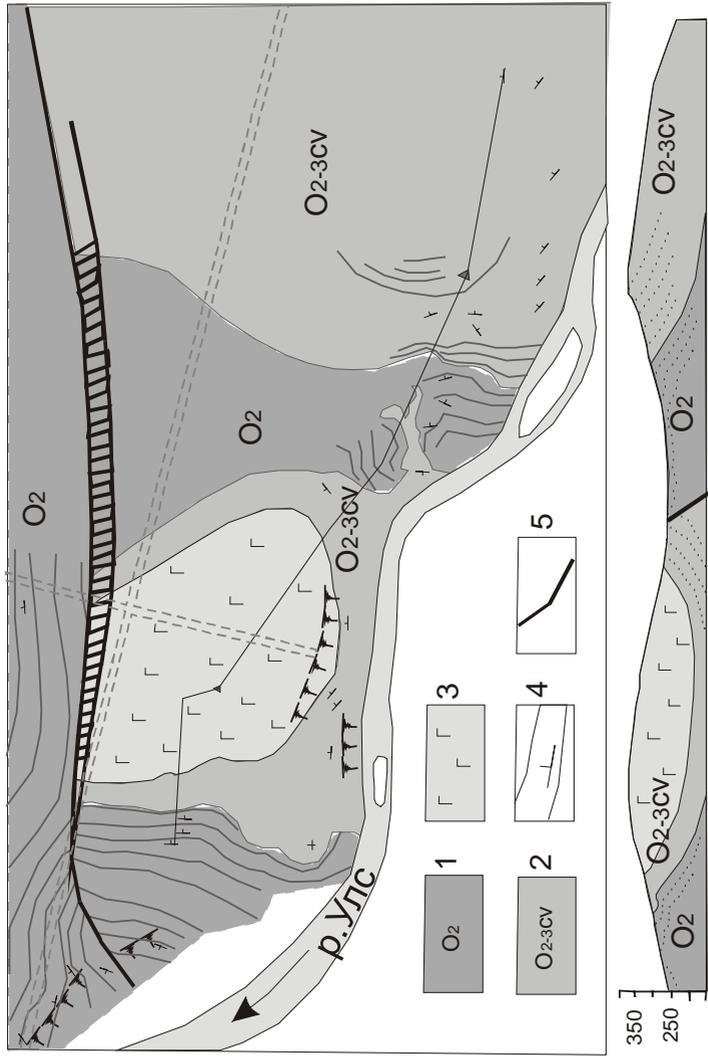
УЧАСТОК «ЖЕЛЕЗНАЯ ГОРКА» НА СЕВЕРНОМ ОКОНЧАНИИ ХР. КВАРКУШ (СЕВЕРНЫЙ УРАЛ)

Участок расположен на правобережье р. Улс, в 10-12 км выше пос. Золотанка. В процессе горно-буровых работ, проводимых с целью изучения разрезов ордовика и рифея и их взаимоотношений, было установлено следующее.

Участок сложен образованиями двух толщ: нижняя – карбонатная, верхняя – зеленосланцевая. Они слагают две, сопряженные по широте, синклинали, осложненные разрывными нарушениями (рисунок).

К а р б о н а т н а я т о л щ а сложена известняками, доломитами с фауной среднеордовикского возраста гониотит, голотурий, кораллов, брахиопод, криноидей, цистоидей. В верхней части разреза породы насыщены песчанистым, гравийным, галечным материалом кварцевого состава. В этой части разреза зафиксирован маломощный (3 м) поток базальтовых порфиринов. В верхах толщи картируется пачка алевролитов мощностью 4-5 м, преимущественно черноцветных (с маломощными слойками известняков), насыщенных обломочным материалом полимиктового состава – кварц, кварциты, кварцитопесчаники, сланцы, реже – альбититизированные базиты. Мощность толщи – 40-50 м.

З е л е н о с л а н ц е в а я т о л щ а относилась ранее к рифею, залегает на карбонатной и представлена переслаиванием метабазитов, конгломератов, гравелитов (полимиктовых и существенно кварцевых), кварцитов, кварцитопесчаников, сланцев: серицитовых, кварц-серицитовых, хлорит-серицитовых, хлорит-серицит-кварцевых. Для



Геологическая карта участка «Железная гора»: 1 – среднеордовикские доломиты, известняки, алевролиты, алевропесчаники, переходящие вверх по разрезу в конгломераты и гравелиты с карбонатным цементом и редкими прослоями базальтовых порфиритов; 2 – metabазальты, конгломераты, гравелиты существенно кварцевые, сланцы серицитовые, хлорит-серицит-кварц-гематитовые чувальской свиты.; 3 – диабазы и диабазовые порфириты; 4 – элементы слоистости и их падение; 5 – разрывные нарушения

толщи характерно присутствие чешуйчатого гематита, который иногда образует линзы мощностью до 20-30см.

Примерно в средней части разреза толщи (основание выс. 370.2) зафиксирована грубообломочная пачка мощностью 15-25 м, характерной особенностью которой является наличие базитов в обломочном материале. В основании пачки – линзовидный слой валуновых полимиктовых конгломератов с максимальной мощностью 6 м. В составе валунов размером до 0,6 м преобладают метабазиты (диабазы, пироксеновые порфириды, интенсивно альбититизированные до альбититов), в меньшей степени присутствуют: кварц, слюдястые кварциты с фукситом, кварцитопесчаники, сланцы. Форма базитовых валунов – эллипсоидная (типа подушек), кварцитовых - шаровидная. Цемент – разнородный кварцитопесчаник с гравием, галькой, щебнем, дресвой того же состава, что и валуны. Выше конгломератов по разрезу наблюдается много ритмичное переслаивание от конгломератов до кварцитопесчаников и сланцев. Содержание базитовой составляющей в обломочном материале уменьшается вверх по разрезу.

Существенно кварцевые конгломераты, гравелиты на зеленосланцевом цементе зафиксированы в разрезе толщи на западном склоне (выс. 366,0). Степень окатанности обломочного материала различна – от хорошей до неокатанной (щебень, дресва). В малом количестве в обломках присутствуют кварцитопесчаники, сланцы.

В низах зеленосланцевой толщи, на контакте с нижележащей карбонатной, залегают пачка мощностью 10-40 м светло-серых, белых кварцито-гравелитов, кварцито-конгломератов, кварцитов с убогим фукситом. Но, очевидно, эта кварцитовая пачка имеет невыдержанный по мощности, фрагментарно-линзовидный характер, так как сравнительно стабильно она прослеживается лишь в южных частях участка. А, например, на северо-западном склоне выс.370.2 отмечается налегание зеленосланцевой (верхней) толщи на алевролиты карбонатной (нижней) толщи – непосредственно сланцевой частью разреза. Но следует отметить, что для этого уровня разреза зеленосланцевой толщи характерны маломощные (доли 1м) прослои белых кварцитов. К тому же – в элювии, элюво-делювии северного обрамления участка, пространственно в предзеленосланцевой части отмечаются щебень глыбы кварцевых гравелитов, кварцитов с гравием и галькой кварца.

Впервые на площади (северо-запад выс. 370.2) зафиксирован линзовидный поток базитовых подушечных лав видимой мощностью 25-30 м. Подушки представлены метабазитами (диабазами, пироксеновыми порфиридами), хлоритизированными, кальцитизированными, интенсивно серицитизированными (20-70%) и альбитизированными до альбититов. Подушки размером до 0,6м имеют эллипсоидную форму,

плотно упакованы, грубо ориентированы; цемент лавовый, ксенотуфоловый с гравием, галькой, щебнем, дресвой кварца, кварцитов, сланцев. Мощность зеленосланцевой толщи – 95-140м.

Контакт между описанными толщами постепенный. Так, в зоне непосредственного контакта в кварцитовой пачке (основание верхней – зеленоцветной толщи) отмечаются прослой известняков и доломитов, а в нижележащих карбонатах – прослой кварцитов. Кроме того, известняки и доломиты приконтактового уровня насыщены песчаным, гравийным, галечным материалом кварцевого состава.

Вершину 370.2 слагает силлоподобное тело метабазитов, центральная часть которого представлена апопироксеновыми порфиритами, краевая – аподиабазамы. Породы интенсивно альбитизированы до альбититов, но не несут следов серицитизации, как в потоке пиллоу-лав. В теле наблюдается шаровая отдельность. Породы по составу, структурам, текстурам, вторичным изменениям (альбитизация), форме залегания идентичны силловым телам метабазитов хр. Кваркуш.

* * *

Метабазитовые валуны из полимиктовых конгломератов весьма схожи по размерам, форме, составу, структурам, текстурам и характерным вторичным изменениям (альбитизация, серицитизация) с подушками из пиллоу-лав. Видимо, эти конгломераты отлагались вблизи вулканического аппарата, сформировавшего поток подушечной лавы, в зоне его краевой части. Базитовые валуны конгломератов, очевидно, не что иное, как лавовые подушки, оторвавшиеся от основного потока и образовавшие линзу в осадочном слое. На это также указывают реакционные каймы закалки в краевых частях у большинства валунов. В пользу этого также отмечается характерная пространственная связь между силлом выс. 370.2, потоком пиллоу-лав и полимиктовыми конгломератами.

В целом по данному участку и району хр.Кваркуш возрастная активность магматической деятельности, проявленная в формировании эффузивных и субвулканических образований основного состава, укладывается в диапазон O_{2-3} – аналог чувальско – ишеримской магматической серии.

В отложениях зеленоцветной толщи, в нижней части разреза, наблюдаются частые секущие прямолинейные кальцитовые прожилки мощностью от долей 1 см до нескольких см, вдоль которых отмечаются зоны кальцитизации пород, мощность этих зон превышает мощность прожилков на несколько порядков. Этот процесс гидрометасоматоза можно объяснить тем, что зеленосланцевая толща, явившаяся проницаемой средой для восходящих гидротерм, залегают выше карбонатной, которая и насыщает кальцием эти потоки.

Для данного участка, как и для идентичных образований хр. Кваркуш, характерна альбитизация вулканогенно-осадочных и субвулканических образований – различной степени интенсивности: в меньшей степени альбитизированы отложения карбонатной толщи (5-15%), в большей – зеленосланцевой (до 80-85%). Причем, характерно, что все базитовые разности участка и хр.Кваркуш (эффузивы, силлы, кроме даек) интенсивно альбитизированы – до альбититов. Очевидно, временной диапазон этого метасоматического процесса – «додайковый», т.е. до внедрения и становления дайковых тел. Это подтверждается отсутствием метасоматического альбита в дайковых базитах и довольно свежим составом, где пироксен (авгит, реже диопсид иногда с пойкилитовыми включениями оливина) изредка в краевых частях замещен роговой обманкой, хлоритом; оливин представлен чистыми зернами с магнетитовой каймой; основной плагиоклаз (лабрадор) слабо сосюртитизирован – в центральных частях. Многие исследователи хр. Кваркуш, наблюдая площадную интенсивную альбитизацию, а также спорадическую актинолитизацию, кросситизацию, стильномеланитизацию, считали эти процессы проявлением регионального метаморфизма высокой ступени. Однако отмечается связь образования этих вторичных минералов с площадной обильной насыщенностью силлами метабазитов, реже кислых субвулканитов, внедрение которых и последующее их становление, очевидно, и провоцировали эти метасоматические процессы.

Геологическая позиция участка на данном этапе изучения кардинально отличается от предложенной предшественниками.

Установлено, что зеленосланцевая толща, прослеживающаяся сюда с юга (северное окончание хр. Кваркуш) и относимая ранее к рифею, залегает согласно на карбонатной толще, охарактеризованной фауной среднего ордовика.

Восточнее участка, на водоразделе рек Мыка – Улс, в альбитизированных хлорит-серицит-кварцевых сланцах (аналог зеленосланцевой толщи участка), относимых предшественниками к рифею, найдены стебли криноидей, что таким образом соответствует палеозойскому уровню.

По результатам работ авторов и анализу работ предшественников нет возможности выделить базальный маркер нижнеордовикских конгломератов, выделенный предшественниками, тем более в принятой ими рисовке, т.к. в этом «маркере» объединены слои различных стратиграфических уровней и разного минералогического состава:

а) пачка переслаивающихся кварцевых кварцитоконгломератов, кварцитогравелитов, кварцитов с убогим фукситом, залегающая в основании зеленосланцевой толщи; б) существенно кварцевые гравелиты,

конгломераты до конглобрекчий с плохой сортировкой обломочного материала, образующие прослой внутри зеленосланцевой толщи; в) конгломераты валунные полимиктовые, зафиксированные в скважинах внутри зеленосланцевой толщи.

Все эти три разных уровня неоднородных грубообломочных пород принадлежат к зеленосланцевому разрезу, залегают выше карбонатной толщи и таким образом не могут служить единым основанием ордовикского разреза.

При анализе первичных материалов работ предшественников, сопоставлении их с результатами работ авторов – на северном окончании хр.Кваркуш (междуречье рр. Улс – Пеля) на месте крупной антиклинальной структуры отрисовывается синклиналиная, с аналогичным данному участку двучленным строением: низы – карбонатная толща с фауной O_2 , O_{2-3} и верхняя – зеленосланцевая (вулканогенно-осадочная) с обилием базитовых силловых тел: положение кливажей в образованиях обеих толщ не фиксирует опрокинутых залеганий слоев, еще раз подтверждая возрастную порядковость налегания толщ друг на друга: нижняя карбонатная – более древняя, верхняя зеленосланцевая – более молодая. Данный регион является переходной зоной двух СФЗ: Бельско – Елецкой на востоке и Сакмаро – Лемвинской на западе. Для этой зоны характерно вышеописанное двучленное строение ордовикского разреза, которое фиксируется по всему восточному флангу Кваркушской структуры. На западе же среднеордовикский карбонатный разрез без видимой маркирующей стратиграфической границы переходит в мощную карбонатную толщу от O_{2-3} до S_2-D_1 .

Н.В. Лаврова

Кунгурская лаборатория-стационар Горного института УрО РАН

К ТИПИЗАЦИИ КАРСТОВЫХ БРЕКЧИЙ

*Генезис карстовых отложений может быть разным
П.Н. Чирвинский*

В большинстве научных работ и словарей брекчия определяется как *цементированная грубообломочная порода* [5, 19, 21, 23]. Однако Н.Б. Вассоевич [3] и Ф. Петтиджон [19] называют брекчиями *рыхлые и цементированные* отложения, сложенные угловатыми обломками, а в справочнике «Осадочные породы...» [17]) *нецементированные* брекчии выделяются и среди песфитовых пород.

Несмотря на широкое распространение карстовых брекчий, их общепринятая классификация отсутствует. Однако, так как карст является одним из ведущих процессов разрушения и преобразования растворимых пород различного состава, почти все исследователи выделяют среди новейших континентальных отложений связанные с ним брекчии.

Они занимают в классификационных схемах разное положение и носят различные наименования. Так В. Нортон [29] выделяет среди субаэральных отложений *брекчии провалов*, а С. Рейнольдс [30] – *пещерные брекчии*; В.П. Маслов [14] различает среди осадочных брекчий *карстовые*; Н.И. Николаев [16] относит *обвальные накопления пещер* к субтеррально-флювиальным образованиям; Е.В. Шанцер [27] выделяет среди осадочных отложений *карстовые брекчии*; Д.В. Наливкин [15] в обломочных породах наземной группы выделяет *брекчии пещер и обвалов*; М.С. Швецов [28] относит *карстовые брекчии* (обрушения кровли пещер) к группе рыхлых и цементированных обломочных пород; Н.Б. Вассоевич [3] причисляет *брекчии обрушения кровли и стенок крупных пустот* к гипергенной группе; Л.В. Рухин [20] различает среди осадочных пород *карстовые брекчии*; во многоцелевой классификации [17] минералогические группы карбонатных и более редких гипсангидритовых брекчий отнесены к кластоморфному классу пород.

С развитием карстоведения появляются специальные классификации отложений пещер. Сперва среди них выделяются два типа – автохтонные (автохронные [26]) и аллохтонные [25]. Затем Г.А. Максимович [15] размещает аккумулятивные образования карстовых форм по гидродинамическим зонам. Д.С. Соколов [22] выделяет субтерральные отложения только в зонах аэрации и насыщения. Г.А. Максимович [16] представляет обвальные накопления как автохтонные продукты обрушения сводов полостей. В.Н. Быков [2] выделяет шесть генетических разновидностей карстовых брекчий (обрушения, локального выщелачивания, сосредоточенного подземного стока, супераквальные, доломитизации, стилолитизации, полигенетические).

Брекчия и так называемые карстово-обвальные отложения часто встречаются в Предуралье [1, 4, 7, 10]. История их изучения свидетельствует, что даже на одних территориях эти отложения разновозрастны и полигенетичны [9]. Выделение карстово-обвальных отложений вызывает возражения, так как при площадном распространении (десятки и сотни квадратных километров) они не могут иметь обвальный генезис.

Ниже автор предлагает комбинированную матрично-иерархическую классификацию карстовых брекчий.

Тип карстовых брекчий выделяется по генезису отложений. Другие их типы кроме (тектоническая, вулканическая и др.) в настоящей работе не рассматриваются.

Подтип карстовых брекчий выделяется по механизму образования, который отчасти расшифровывается по их положению: коллювиальные брекчии (ранее их называли карстово-обвальными отложениями [1, 4, 7, 10]) располагаются под водораздельными и склоновыми пространствами; подаллювиальные – в речных долинах; провальные – над карстовыми полостями.

Группа карстовых брекчий выделяется по месту расположения карстовых пустот в геологическом разрезе. Так, к коллювиальным относятся водораздельные и придолинные брекчии, образующиеся в зонах вертикальной и горизонтальной циркуляции подземных вод (а также периодического обводнения паводковыми водами), и сосредоточенного подземного стока (на контактах различных по растворимости пород) [24]. Подаллювиальные брекчии делятся на образованные под древними речными долинами и под современными речными руслами.

Вид карстовых брекчий выделяется по сложению породы (рыхлая и сцементированная).

Подвиды карстовых брекчий выделяются по матричному принципу.

1. По преобладанию обломков определенного размера выделяется дресвяная (0,2-1см), щебенистая (1-10см), глыбовая брекчия (10-100 см).

2. По однородности обломков – однородная и неоднородная.

3. По составу обломков – карбонатная (известняковая, доломитовая, известняково-доломитовая), сульфатная (гипсовая, гипс-ангидритовая), карбонатно-сульфатная брекчия. В качестве примесей в заполнителе встречается разнообразный материал (глина, супесь, песок), изредка обломки кремня, халцедон, окислы и гидроокислы железа, доломитовая мука, кварцевая галька.

4. По составу цемента (кальцитовый, гипсовый, глинисто-известковистый, ледяной).

Разновидности карстовых брекчий выделяются по механизму преобразования обломочных масс. Среди рыхлых брекчий можно выделить: обвальные, суффозионно-обвальные, формирующиеся при смешивании обломков с выше залегающими породами, провальные. Среди сцементированных брекчий – химические, гидратационные, замерзания. Химические брекчии образуются при цементации обломков кальцитовым цементом при испарении водных растворов в зоне аэрации [11]. При заполнении пространства между обломками пластичным гипсом при гидратации ангидрита формируются гидратационные брекчии [6]. В привходовых частях многих пещер Предуралья, в зонах многолетних отрицательных температур, образуется карстовая брекчия замерзания.

Библиографический список

1. *Болотов Г.Б.* Геодинамика рельефа карстующихся массивов: Автореф. дис. ...канд. геол.-мин. наук. Пермь, 1981.
2. *Быков В.Н.* Карстовые брекчии // Гидрогеология и карстование. Пермь, 1981.
3. *Вассоевич Н.Б.* Крупнообломочные породы // Справочное руководство по петрографии осадочных пород. Л.: Гостоптехиздат, 1958. Т. 2.
4. *Горбунова К.А.* Морфология и гидрогеология гипсового карста. Пермь, 1979.
5. *Гринсмит Дж.* Петрология осадочных пород. М.: Мир, 1981.
6. *Дорофеев Е.П.* Карстовые брекчии Кунгурской пещеры // Проблемы изучения и использования неморских карбонатных отложений для химической мелиорации почв: Тез. докл. Пермь, 1982.
7. *Костарев В.П.* К инженерно-геологической оценке сульфатного карста Пермского Предуралья // Эффективность новых методов инженерно-геологических изысканий. Пермь, 1976.
8. *Лаврова Н.В.* Карстово-обвальные отложения и карстовые брекчии в классификациях осадочных горных пород // Мат-лы науч. сессии Горного ин-та УрО РАН. Пермь, 2001.
9. *Лаврова Н.В.* История изучения карстовых брекчий Предуральяского и Уфимского плато // Проблемы комплексного мониторинга на месторождениях полезных ископаемых: Сб. докл. УрО РАН. Пермь, 2002.
10. *Лукин В.С.* Инженерно-геологические условия в областях сульфатного карста Предуралья // Вопросы инженерного карстования. Кунгур, 1972.
11. *Лукин В.С.* Кайнозойские отложения в областях карбонатно-сульфатного карста // Проблемы изучения и использования неморских карбонатных отложений для химической мелиорации почв: Тез. докл. Пермь, 1982.
12. *Максимович Г.А.* Генетические типы карстовых образований // ДАН СССР, 1953. Т. 40.
13. *Максимович Г.А.* Основы карстования. Пермь, 1963. Т. 1.
14. *Маслов В.П.* Классификация брекчий // Бюл. Моск. об-ва испыт. природы, 1938. № 16 (4).
15. *Наливкин Д.В.* Учение о фациях. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1955. Т. I.
16. *Николаев Н.И.* Опыт построения генетической классификации экзогенных физико-геологических процессов // Тр. Комис. по изуч. четверт. периода, 1947. Т. 7. вып. 1.
17. *Осадочные породы. Классификация, характеристика, генезис/ Под ред. В.И. Богатова.* Новосибирск: Наука, 1987.
18. *Петрографический словарь.* М.: Недра, 1981.
19. *Петтиджон Ф.Дж.* Осадочные породы. М.: Недра, 1981.
20. *Рухин Л.Б.* Основы литологии. Л.: Недра, 1969.
21. *Систематика и классификация осадочных пород и их аналогов.* СПб: Недра, 1998.
22. *Соколов Д.С.* Схема классификации карстовых форм и субтерральных отложений // Бюл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол. 1955. Т. 30. вып. 1.
23. *Теодорович Г.И.* Учение об осадочных породах. Л., 1958.

24. *Турьшев А.В.* О формировании депрессий вдоль склонов Уфимского плато // Геоморфология и новейшая тектоника Волго-Уральской области и Южного Урала. Уфа, 1960.

25. *Ферсман А.Е.* Геохимия пещер // Природа. 1952. № 3.

26. *Чирвинский П.Н.* Типы спелеологического минералообразования и их минеральный состав // Минерал. сб. Львовского геол. о-ва. Львов, 1950. № 4.

27. *Шанцер Е.В.* К учению о фациях континентальных осадочных образований. О классификации осадочных континентальных образований // Бюл. Комис. по изучению четверт. периода. М.; Л: Изд-во АН СССР, 1948. № 13.

28. *Швецов М.С.* Петрография осадочных пород. М.: Гостгеоиздат, 1958.

29. *Norton W.H.* A classification of breccias//Journ. of Geology, 1917. Vol.25.

30. *Reinolds S.H.* Breccias // Geolog. Magaz., 1928. Vol. 65.

Н.Е. Молоштанова, Е.С. Самбук

Пермский университет

МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЗОН ЗАМЕЩЕНИЯ НА ВЕРХНЕКАМСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ КАЛИЙНЫХ СОЛЕЙ

Зоны замещения – разубоживания установлены на всех крупных месторождениях калийно-магниевого солей как хлоридного, так и сульфатного состава. Среди известных зон замещения на Верхнекамском месторождении выделяют крупные - протяженностью по длинной оси более 1 км; средние – от 100 м до 1 км и мелкие – менее 100 м [1]. Мы изучали породы по образцам, отобранным из зоны замещения средних размеров (410 м по длинной оси) в северо-западной части шахтного поля БКПРУ-2 в районе 14-й западной панели. При исследовании структурно-текстурных особенностей зон замещения выделяют внешние и внутренние признаки. Внешние признаки обусловлены западной вергентностью, означающей перемещение к западу снизу вверх разубоженных пластов [2]. В результате зоны замещения – разубоживания имеют в пространстве асимметричную внешнюю форму с более крутым наклоном западного края относительно восточного.

Внутреннее строение характеризуется следующими признаками:

- слоистость нарушена или отсутствует совсем;
- если в пласте наблюдается мощный прослой галопелитов (2-8 см), то он имеет следы активной тектонической переработки, заключающиеся в следах микроразрывов (рис. 1), микронадвигов отдельных элементов, опрокинутых складок и т.д.;

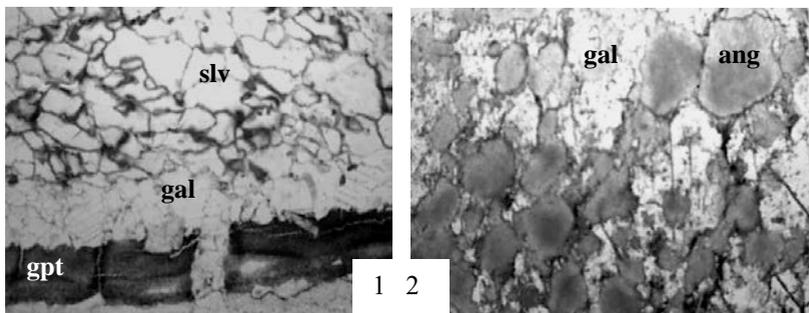


Рис. 1. Замещение сильвина галитом: slv– сильвин; gal– галит; gpt– галопелит (увеличение 2)

Рис 2. Стяжения ангидрита в галите ang– ангидрит, gal– галит (увеличение 2)

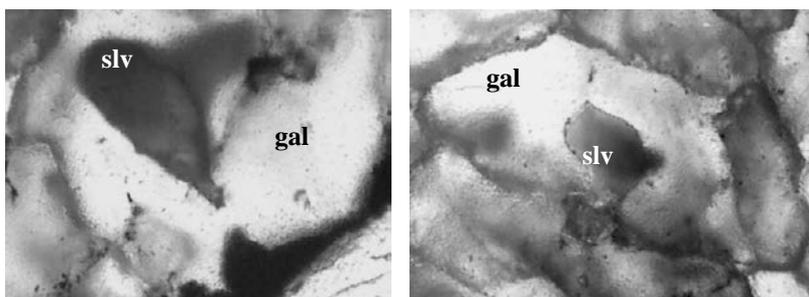


Рис. 3. Реликты полурастворенного сильвина (slv) внутри зерен галита (gal) (увеличение 20)

- отмечается наличие желвакоподобных включений ангидритов, иногда целые блоки массивного ангидрита (рис. 2);
- наблюдается значительное сокращение толщины замещенной части пласта относительно стратиграфического аналога.

Часто в литературе участки замещения называют зонами «галинизации» в связи с тем, что главный породообразующий минерал в них представлен галитом, который слагает разноминеральную каменную соль. Внутри некоторых зерен галита и в межзерновом пространстве каменной соли наблюдаются полурастворенные зерна сильвина (рис.3).

При описании шлифов, изготовленных из образцов, отобранных из зон замещения, установлены следующие закономерности. На границе зоны замещения с неизменным сильвинитовым пластом отмечается: чередование прослоев сильвина красного, каменной соли и галопелита. Текстура породы горизонтально-тонкослоистая (мощность слоев от 2 до 10 мм). Для каждого слоя характерны определенные текстурно-структурные признаки. Описание слоев ведется сверху вниз. Первый слой представлен зернами красного сильвина. Структура мелкозернистая (размер зерен 1,0-2,5 мм). Форма зерен уплощенная, размер зерен по длинной оси изменяется в пределах от 1,5 до 5,0 мм, по короткой оси – от 1,0 до 2,0 мм. Окраска зерен зональная: по контуру – красновато-бурая, по центру – бесцветная. Спайность наблюдается в единичных зернах в одном направлении. Мощность прослоя 4,0-8,0 мм. Ниже расположен прослой каменной соли с единичными зернами сильвина. Структура микрозернистая (размер зерен от 0,01 до 1,0 мм). Зерна галита прозрачные с хорошо выраженной спайностью. Ближе к границе с галопелитом размер зерен галита уменьшается, и в них появляются серые включения доломита ромбоэдрической формы, а также, возможно, полурастворенные зерна сильвина. Ниже расположен галопелитовый прослой мощностью 2,0-3,0 мм. Он сложен глинисто-битуминозным веществом, местами прорванный кристаллами каменной соли с включениями сильвина и мелкозернистой перекристаллизованной каменной солью.

Следующий слой представлен каменной солью с разномасштабной структурой: от тонко- (0,5-1,0 мм) до среднезернистой (2,5-3,0 мм). Форма зерен неправильная, близкая к прямоугольной. Большинство зерен имеет трещины спайности в двух, реже в одном направлениях. В межзерновом пространстве галита наблюдаются единичные зерна сильвина с зональной окраской: по контуру зерен – коричневатая-красная, ближе к центру – менее интенсивная. В некоторых зернах галита наблюдается полурастворенные зерна сильвина, имеющие светло-оранжевую окраску по контуру зерен. Также среди зерен галита отмечаются микровключения доломита в форме ромбов и ангидрита призматической формы размером 0,01 мм, а также в виде сростков игольчатых кристаллов. Мощность прослоя 2,0-3,0 мм.

Следующий слой – сильвинитовый. Структура разномасштабная: от тонкозернистой (0,5-1,0 мм) в основании слоя до среднезернистой (2,5-5,0 мм) в верхней части слоя. Форма зерен уплощенная, размер по длинной оси – 2,0-5,0 мм, по короткой – 1-2,5 мм. Окраска зерен зональная: по контуру зерен – буровато-красная, по центру – бесцветная. Единичные зерна окрашены пятнами. В большинстве зерен видна спайность. Мощность прослоя – 7,0-12,0 мм.

Ниже располагается тонкий прослой тонкозернистого галита (0,5-1 мм). В межзерновом пространстве наблюдаются единичные зерна сильвина. Почти во всех зернах отмечаются зерна полурастворенного сильвина. Некоторые зерна галита окрашены зонально: по контуру – окраска синяя, по мере приближения к центру она переходит в голубую. Мощность слоя – 2,0-3,5 мм.

Самый нижний слой представлен сильвинитом. Форма зерен неправильная, близкая к овальной. Окраска зерен красновато-бурая, единичные зерна окрашены в темно-бурый, почти черный цвет. В межзерновом пространстве наблюдаются небольшие скопления галопелита – такой характер сильвинитов отмечается в неизменённом продуктивном пласте.

В центральной части зоны замещения, отобраны образцы из полностью замещенного пласта АБ, в которых установлено два набора каменной соли, смятых в складку, у которой отчетливо прослеживаются ее элементы: ядро и крылья. Они выделяются по разновидностям каменной соли. На крыльях каменная соль сложена крупнозернистой разновидностью (до 10 мм). Форма зерен неправильная, близкая к овальной, некоторые из них имеют таблитчатый облик. Галит бесцветный, прозрачный, иногда с зонами роста. В межзерновом пространстве каменной соли наблюдаются полурастворенные зерна красного сильвина, контуры которого нечеткие, расплывчатые, и буровато-черный галопелит в виде отдельных скоплений до 5,0 мм. В ядре складки зерна раздроблены и образуют тонкозернистую структуру. Зерна неправильной, уплощенной, близкой к овальной формы (0,2 - 1 мм) окрашены в светло-серый цвет. Кроме того, в ядре содержатся порфиروبласты галита (1 - 2,5 мм) неправильной формы с извилистыми контурами и микровключениями реликтов красного сильвина (0,1- 0,5 мм), на долю которого приходится примерно 3 %. Складка окаймляется слойком галопелита мощностью от 0,5 до 2,5 мм.

Можно выделить три разновидности каменной соли: шпатовая, крупнозернистая и мелкозернистая каменная соль.

В шпатовой соли галит (10-30 мм) имеет таблитчатую, удлиненную форму. Спайность кристаллов наблюдается в одном, реже в двух направлениях. Местами зерна мутные (возможно, из-за примеси галопелита) с микровключениями ангидрита.

Другой разновидностью является крупнозернистая каменная соль (5-10 мм). Спайность в зернах видна в одном направлении. Форма неправильная, близкая к квадратной и прямоугольной. В межзерновом пространстве на некоторых участках небольшими скоплениями присутствует галопелит. Окраска зональная: в центре – мутные, светло-серые,

по краям – белые, прозрачные с точечными включениями галопелита. Некоторые зерна чистые, прозрачные.

Третья разновидность – мелкозернистая каменная соль (0,5-2,5 мм). Форма зерен неправильная, близкая к овальной, контуры извилистые. Окраска светло-серая, иногда зональная. В межзерновом пространстве мелкозернистого галита присутствуют полурастворенные зерна красного сильвина, а также отдельные зерна кирпично-красного цвета с четко выраженными контурами. В наиболее измененных участках содержание сильвина не превышает 0,5 об. %.

Соотношение между типами каменной соли различно. Так, на отдельных участках средне- и мелкозернистая соль разделяется прослоем галопелита, мощностью 2,5-3 мм. Среднезернистый галит имеет размер 2,5-5,0 мм. Форма зерен уплощенная, иногда неправильная, близкая к прямоугольной. Окраска зерен, в основном, зональная: в центре – светло-серые, мутные, по краям – белые, прозрачные. Здесь также присутствуют единичные зерна, в которых наблюдается спайность в одном направлении и включения галопелитов в виде тонких слойков (0,01 мм). В виде отдельных гнезд виден тонкозернистый галит (0,5-1 мм). Форма зерен неправильная, близкая к округлой или овальной. Часть зерен прозрачная, без включений и спайности; другая – мутная, серая; также видны единичные зерна с зональной окраской, аналогичной более крупнозернистой разности. Ниже расположен прослой галопелита, в основании которого прослеживаются микровключения галита (0,01-3 мм). Форма зерен прямоугольная, квадратная. Прослой галопелита местами прорван мелкозернистым галитом, окрашенным пятнами в красно-коричневый цвет, а также смят в микроскладку с амплитудой 15 мм.

Нижний слой каменной соли разнозернистый: от микро (< 0,5 мм) до тонкозернистой (0,5-1,0 мм). Форма зерен мелкозернистого галита неправильная, контуры извилистые, окраска светло-серая, мутная. В тонкозернистом галите неправильной формы, близкой к прямоугольной, квадратной, встречаются новообразованные прозрачные зерна галита размером до 2 мм, у которых хорошо выражена спайность в одном направлении, реже в двух.

В заключение отметим, в нормальных сильвинитовых пластах, как и в замещенных зонах сохраняется стратиграфическое деление по количеству «годовых слоев»; в зонах разубоживания годовые пачки сложены галопелитами, светло-серой и серой перистой и зернистой каменной солью; мощность замещенных пачек и пласта в целом уменьшается примерно на одну треть в результате выпадения из разреза сильвинитовых прослоев, в которых сохраняется часть полурастворенных зерен сильвина внутри кристаллов галита и в межзерновом пространстве.

Библиографический список

1. *Джиноридзе Н.М., Аристаров М.Г., Протопопов А.П. и др.* Петротектонические основы безопасной эксплуатации Верхнекамского месторождения калийно-магниевых солей // СПб – Соликамск, 2000. 390 с.
2. *Джиноридзе Н.М., Киселева О.В., Ковалевич В.М. и др.* К проблеме происхождения зон «замещения» в пределах Верхнекамского месторождения / Условия образования месторождений калийных солей // Новосибирск: Наука, 1978. 165-174 с.
3. *Молоштанова Н.Е., Самбук Е.С.* Исследование зон замещения геохимическими методами // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Пермь, 2002. 190-194 с.

Э.К. Сташкова¹, Т.В. Стукова¹, В.И. Пахомов²

¹КамНИИКИГС, ²ПГТУ, г. Пермь

КОРРЕЛЯЦИЯ РАЗНОФАЦИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НА ПРИМЕРЕ ВИЗЕЙСКОЙ ТЕРРИГЕННОЙ ТОЛЩИ

Полифациальная визейская терригенная толща в пределах всей Волго-Уральской нефтегазоносной провинции является регионально нефтегазоносной. Однако проблема поисков и разведки залежей углеводородов (УВ) в ней – одна из актуальных проблем геологии. Определение морфологии песчаных пластов, установление закономерностей их пространственного размещения и корреляции по площади – наиболее трудные задачи для нефтяников, решение которых требует выяснения генезиса отложений. Исследованиям визейских терригенных отложений на основе биостратиграфического и фациально-циклического анализов авторы посвятили серию комплексных аналитических работ по заказам предприятий Лукойла. Результаты исследований изложены в отчетах КамНИИКИГС по Шатовской, Сибирской, Белопашнинской, Чернушинской, Жуковской, Бородинской, Забродовской и другим площадям (Сташкова, Стукова, Акулова, Пахомов, 1999-2002 гг.), которые можно найти в территориальном фонде геологической информации (ПТФГИ), а также в опубликованных работах [1-5]. Одним из объектов исследований является Забродовская разведочная площадь, которая расположена в сложном для интерпретации генезиса песчаных пластов районе – юго-восток Пермской обл. (северо-западная часть Башкирского свода).

Терригенные отложения, как правило, почти не содержат определенных фаунистических остатков, поэтому исключительную роль в детальном их расчленении и корреляции играют миоспоры. Разрешающая

способность палинологического метода в визейской терригенной толще очень велика. Зональность по спорам не является прямым проявлением седиментационных этапов, но тесно связана с ней.

Для получения определенных выводов на основе биостратиграфического и фациально-циклического анализов детально изучена литологическая и палеонтологическая характеристики отложений по керну нескольких десятков скважин. При описании стратиграфической последовательности отложений отмечались такие генетические признаки, как вещественный состав, примеси, цвет и его оттенки, структура, текстура, цемент, минеральные включения, мощность слоёв, характер контактов между ними, последовательность наложения пород. Были выделены признаки, необходимые при реконструкции древних обстановок осадконакопления, т.е. для палеогеографического анализа, как, например, количественное и качественное распределение органических остатков, (обломки раковин брахиопод, остракод, лингул, гастропод, пелеципод, растительный детрит), а также ходы илоядных животных (фукоиды), следы корневой системы растений (ризоиды); отмечен гранулометрический состав песчаников и цемент всех разностей пород, особенно карбонатный. Для закрытия безкернаых интервалов разреза, уточнения литологии и возможности проведения генетического анализа пород использован комплекс промыслово-геофизических данных М 1:200, в основном радиоактивных методов.

В пределах рассматриваемой территории визейская терригенная толща подстилается отложениями турнейского яруса, покрывается карбонатными образованиями тульского возраста. Литологически нижняя граница толщи выражена сменой известняков с кизеловским комплексом фораминифер терригенными породами с косьвинскими споровыми ассоциациями. Детальное расчленение комплекса пород проведено на основе палинологической зональности в разрезах Забродовских скв. 225, 227, 228, 230, 236, 241, 250, 255; Поляковской скв.1; Чайкиных скв. 80, 106. Толща охарактеризована восемью палинозонами, установленными Т. В. Бывшевой (1985) в разрезах Волго-Уральской нефтегазоносной провинции. Эта зональность подтверждена и дополнена специалистами КамНИИКИГС Л.А. Даниловой и Т.В. Стуковой в результате многолетних исследований спор в разрезах Пермского Прикамья. Все зоны, благодаря хорошей сохранности спор и насыщенности палинокомплексов в указанных выше разрезах, достаточно чётко диагностируются, прослеживается их последовательная сменяемость вверх по разрезу и выдержанность по территории.

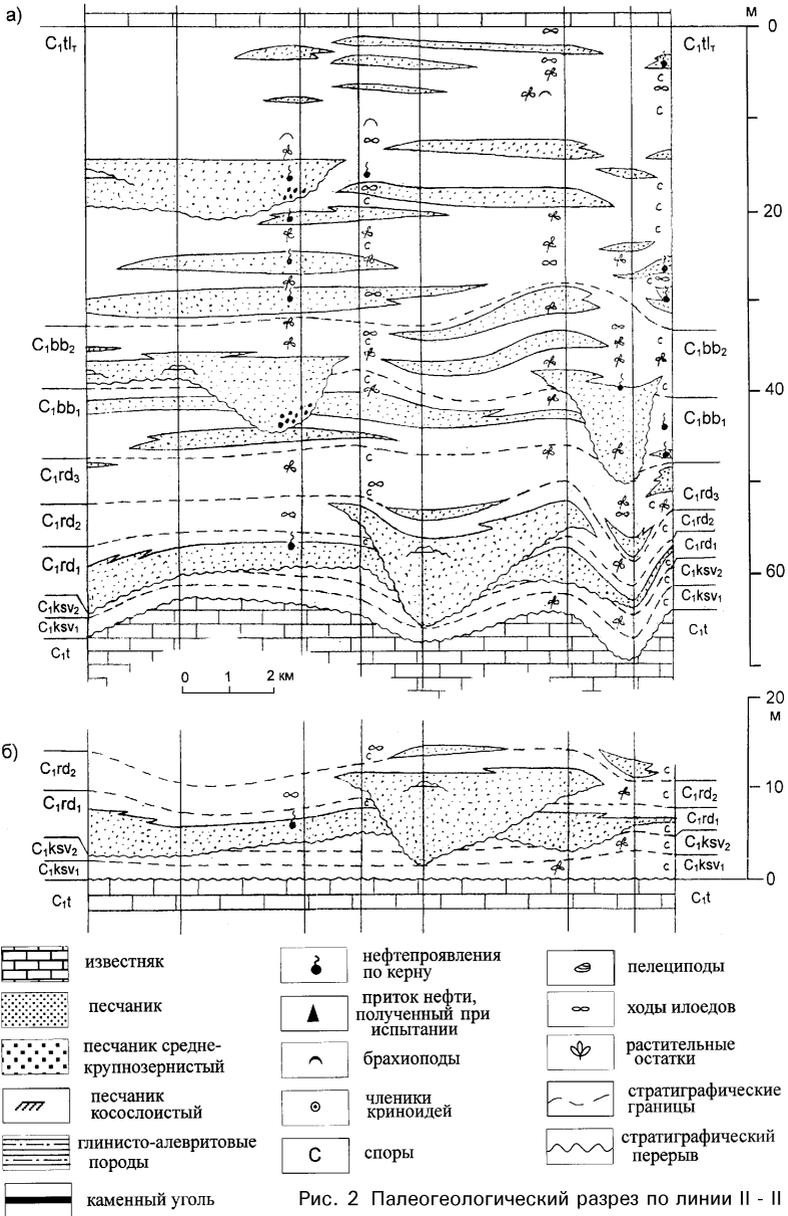
Общая мощность толщи варьирует в пределах 56–83,5 м. В ее составе выделяются две группы фаций - континентальные и переходные от континентальных к морским, а в группе континентальных – подгруп-

пы аллювиальных и болотных фаций. В названиях фаций отражен как вещественный состав осадка, так и обстановка его формирования. Кроме признаков, видимых непосредственно и отмечаемых при описании керна, определены характер залегания и соотношение фаций в седиментационном цикле, а также степень распространения на площади. Так как понятие седиментационного цикла неотделимо от понятия фации, то в разрезе каждой скважины были выделены фации, а затем намечены границы циклитов разного порядка. Выделение циклитов возможно и без выяснения фациального состава отложений, например, по диаграммам ГИС или, как это делают некоторые исследователи (Карогодин, 1980), только по изменению гранулометрического состава осадков. Но, как показали Л.Н. Ботвинкина и В.А. Алексеев (1991), ценность таких циклитов для стратификации отложений несравненно меньше тех, которые устанавливаются с помощью применения детального фациального анализа.

За начало циклита, по методике Ю. А. Жемчужникова и др. (1959), принят переход от трансгрессивного ряда фаций к регрессивному. Верхняя граница циклита или мезоциклита проводится в разрезе всегда по максимуму трансгрессии, так как накопление аллювия приурочено обычно к регрессивной фазе цикла, а закрепление его в разрезе происходит уже в трансгрессивную фазу. Переход от трансгрессии к регрессии обусловлен усилением динамики среды осадконакопления. Литологически это выражается сменой тонкозернистых осадков более крупнозернистыми, или сменой карбонатных образований морской фации глинистыми лагунными отложениями, что четко фиксируется по керну скважин и на диаграммах ГИС (по максимуму глинистости).

Сопоставление разрезов скважин проведено путем построения палеогеологических профилей (рис.1, 2а) от верхнего репера - подошвы карбонатных тульских отложений. На них видно соотношение различных фаций в вертикальном и горизонтальном рядах, т.е. во времени и в пространстве, в частности, русловых песчаников и глинистых осадков болотных фаций, представляющих для нефтяников наибольший интерес. Анализ соотношения различных фаций на этих разнонаправленных построениях позволяет судить о характере распределения фаций на площади, дает объемное представление о строении всей толщи, о положении в ней русловых песчаников, помогает решать и обратную задачу – по сопряженности фаций в разрезе и в плане уточнять их диагностику. Для исключения влияния посттектонических движений, в той или иной мере изменивших форму песчаных пластов к концу накопления терригенной толщи (особенно в радаевском мезоциклите), для отдельных участков построены профильные разрезы от репера «снизу», в качестве которого принята кровля известняков турнейского яруса (рис.2, б).

Забродовская Ю 233 86 Чайкинский 110 106 108 85 Забродовская 27 230 СВ



Практика построения профилей показала невыдержанность фациального состава и строения циклитов первого порядка (элементарных циклитов) на коротких расстояниях. Значительно легче выделить циклиты второго порядка (мезоциклиты), по которым и были проведены сопоставление и увязка разрезов скважин. Лишь после тщательной и непротиворечивой увязки палинологических данных с результатами фациально-циклического анализа по разрезам всех скважин были проведены стратиграфические границы, которые совпадали с границами циклитов и мезоциклитов (рис. 3).

Многолетние исследования показывают, что сопоставление и увязка разрезов терригенной толщи, которую слагают породы самого различного генезиса, невозможны без выяснения фациальных обстановок, их изменения во времени и в пространстве с последующим выделением циклитов первого (элементарных) и второго (мезоциклитов) порядков. При этом фациальный состав и характер строения последних оказываются гораздо более выдержанными на площади по сравнению с элементарными циклитами. *Под контролем данных споропыльцевого анализа* границы мезоциклитов уверенно прослеживаются в палеогеологических профильных разрезах по всем выбранным направлениям. То есть основой методики фациально-циклического анализа являются сопоставление и увязка отдельных *одновозрастных* циклов осадконакопления, включающих закономерно чередующийся комплекс генетических типов пород. Корреляция пластов-коллекторов, естественно, следует из увязки содержащих эти пласты циклитов.

Пойменно-русловый аллювий, появляющийся в средней части циклитов и осложняющий их строение, залегает по контакту эрозионного размыва на ранее образовавшихся осадках. Русловые песчаники имеют здесь относительно большую мощность, иногда за счет двух- или трехъярусного строения. Их структурно-текстурные признаки, характер нижней границы и взаимоотношение с соседними фациями указывают на повышенную динамику речного потока и интенсивный размыв подстилающих отложений в процессе формирования речной долины.

Все вышеизложенное позволяет сделать некоторые выводы относительно прогнозирования перспективных участков и выделения потенциальных ловушек УВ того или иного типа. Прежде всего наибольший интерес представляют песчаники погребенных палеорусел и прирусловых отмелей, присутствующие преимущественно в разрезах радаевского и нижнебобриковского мезоциклитов и реже в разрезах верхнебобриковского и терригенной части тульского мезоциклитов. Русловые песчаники служили основными каналами латеральной миграции флюидов. Они являются структурно-литологическими ловушками (при пересечении палеодолинами антиклинальных структур), а также литологически

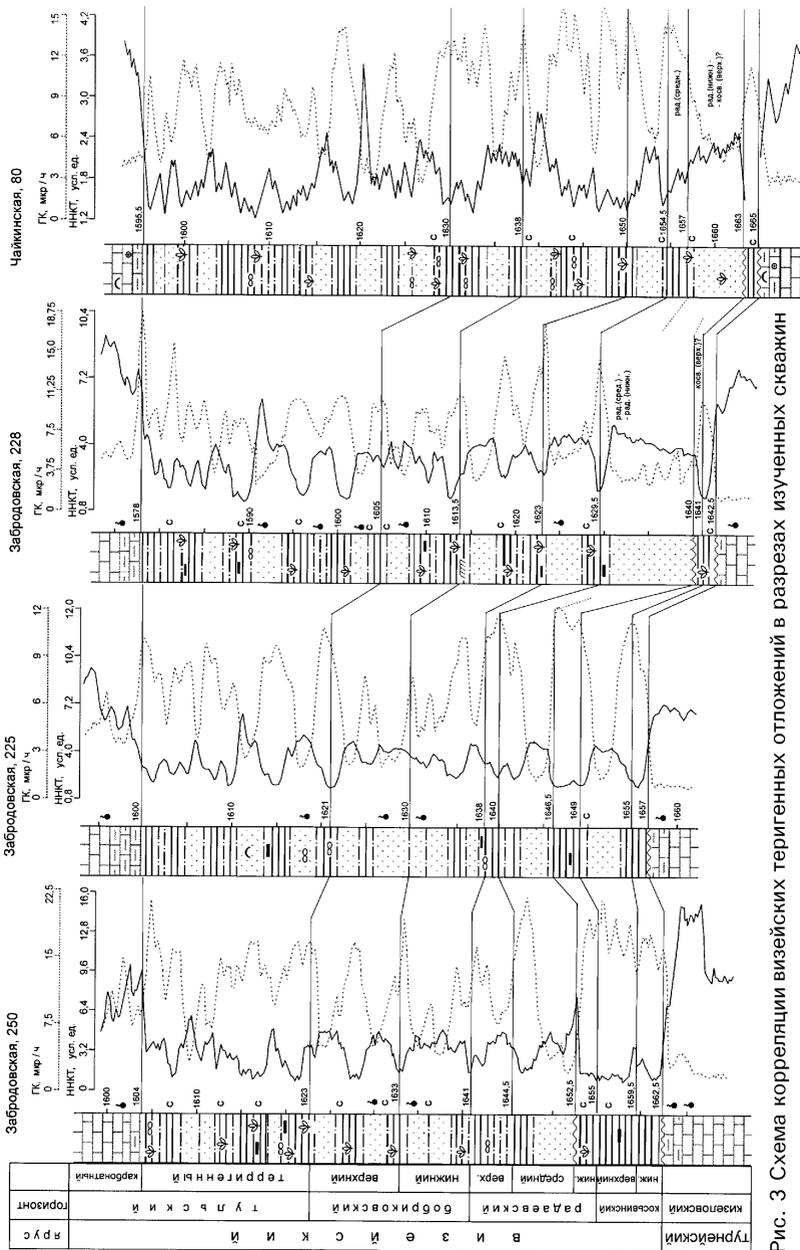
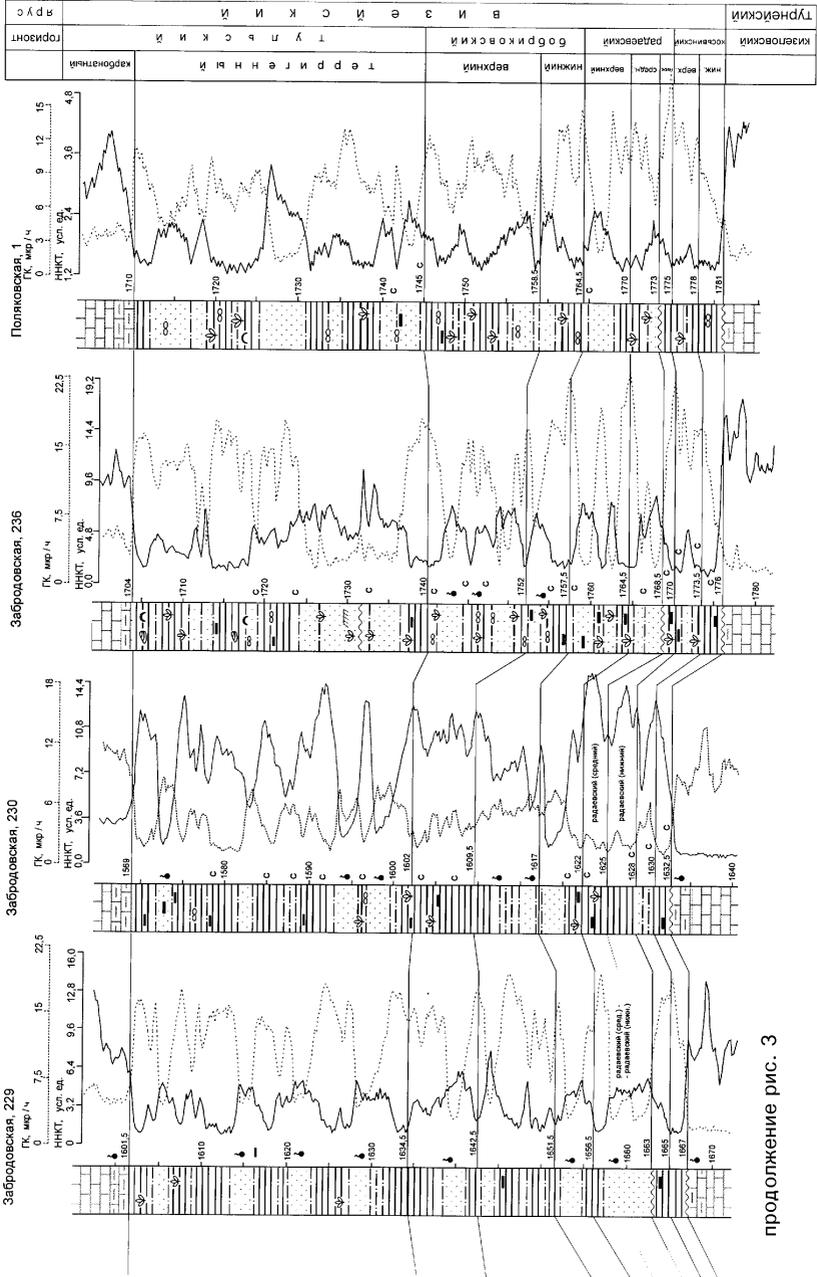


Рис. 3 Схема корреляции визейских терпильских отложений в разрезах изученных скважин



продолжение рис. 3

экранированными и литологически ограниченными. Вмещающие песчаные пласты алевроито-глинистые отложения болотных и прибрежно-морских фаций являются экранами. Как и продуктивные пласты они имеют разный возраст и циклическое строение. Изучение особенностей их состава и строения важно для решения ряда практических задач и составляет отдельный предмет исследований.

Авторы выражают признательность специалистам предприятий Лукойла за предоставленную возможность проведения научно - исследовательских работ, а также благодарны своему коллеге А.П. Вилесову за помощь в электронной обработке полученных результатов.

Библиографический список

1. Пахомов В.И., Сташкова Э.К., Стукова Т.В., Косков В.Н. О происхождении пород – коллекторов в нижнекаменноугольных терригенных отложениях Шатовской площади в Пермском Прикамье // Закономерности строения осадочных толщ. Екатеринбург: Изд-во УГГГА, 1998. С.134-136.

2. Пахомов В.И., Сташкова Э.К., Стукова Т.В. Опыт применения биостратиграфического и фашиально-циклического анализ в практике нефтегазописковых работ в Пермском Прикамье// Результаты глубокого и сверхглубокого бурения, проблемы нефтегазоносности и рудоносности. Пермь, КамНИИКИГС, 2000. С. 206-219.

3. Сташкова Э.К. Детальная стратиграфия и литофашиальное районирование франско-турнейских отложений Сибирского месторождения // Геология Зап. Урала на пороге ХХI века: Мат-лы рег. науч. конф.. Пермь, 1999. С.155-156.

4. Сташкова Э.К., Стукова Т.В., Акулова Н.Н., Пахомов В.И. Комплексирование лито- и биофашиальных исследований на примере Сибирского нефтяного месторождения // Геология, методы поисков, разведки и оценки месторождений топливно-энергетического сырья: Обзорная информация. Вып. 2-3. М.: Геоинформарк, 1999. 63 с.

5. Сташкова Э.К., Стукова Т.В., Пахомов В.И. Детальное расчленение и корреляция визейских терригенных отложений с целью уточнения распространения песчаных тел-коллекторов различного генезиса // Результаты глубокого и сверхглубокого бурения, проблемы нефтегазоносности и рудоносности. Пермь, КамНИИКИГС, 2000. С. 220-236.

Г.Л. Беляева, С.Г. Попов
КамНИИКИГС, г.Пермь

ВЛИЯНИЕ ПАЛЕОТЕМПЕРАТУРНОГО РЕЖИМА НА ОСНОВНЫЕ НЕФТЕГАЗОНОСНЫЕ КОМПЛЕКСЫ ПЕРМСКОЙ ОБЛАСТИ

Многие исследователи отмечают, что палеотемпературы осадочных отложений, как основной фактор катагенеза, существенно влияют на развитие процессов нефтегазообразования и нефтегазонакопления. В

то же время использование их в качестве критерия нефтегазоносности затруднено из-за значительной роли регионального фактора (особенности тектонического развития, тип нефтегазоматеринских пород (НГМП) и др.) при интерпретации данных [2]. Полученные авторами материалы по распределению палеотемператур в пределах Пермской обл. и сопредельных территорий в комплексе с известными особенностями развития региона позволяют приступить к решению этой проблемы.

Ниже рассмотрены зоны развития генерации нефти и газа в промышленных масштабах для основных нефтегазоносных комплексов (НГК) Пермского Прикамья, выделенные в соответствии с вертикальной зональностью наиболее интенсивного (промышленного) нефтегазообразования для органического вещества (ОВ) разного типа.

Для эйфельско-нижнефранского терригенного комплекса, где преобладает в основном ОВ гумусового типа, наиболее высокие масштабы нефтеобразования в Предуральском прогибе. Обширная территория на платформе, включающая Камский свод, южную часть Пермского свода и Верхнекамской впадины, а также запад Башкирского свода, находится только на начальной стадии нефтеобразования. В связи с тем, что перспективы нефтегазоносности девонского терригенного комплекса до сих пор однозначно не оценены, следует обратить внимание на особенности нефтегазообразования в нем, которые, в отличие от ранее существовавших представлений, свидетельствуют о неоднородности отложений по генерации УВ. Важно отметить, что обнаруженные залежи нефти в основном сконцентрированы в зоне палеотемператур более 100°C (Полазненская, Краснокамская, Куединская, Граховская, Покровская и другие площади). В результате по особенностям нефтеобразования зоны с палеотемпературами менее 100°C малоперспективны на обнаружение нефти. Газообразование отмечается в восточных районах Соликамской депрессии (локальный участок) и примыкающих районах Передовых складок Урала, а также на севере Юрюзано-Сылвенской депрессии, локальный участок также обнаружен в Висимской впадине.

Отложения верхнедевонско-турнейского карбонатного комплекса в значительной степени попадали в главную зону нефтеобразования и в зону ее максимального действия. Промышленная генерация нефти не происходила в юго-западных районах Пермского свода и ряде зон Верхнекамской впадины на платформе. Газообразование в интенсивных масштабах отмечалось только для Юрюзано-Сылвенской депрессии и Передовых складок Урала.

Интересные результаты получены для визейских терригенных отложений, обогащенных гумусовым ОВ. Зона промышленной генерации нефти (>100°C) включает Юрюзано-Сылвенскую и часть Верхнепечорской депрессии. Кроме того, частично в нее попадают юго-

восточные районы Соликамской депрессии и крайний северо-восток Пермского свода. При этом промышленное газообразование наблюдается в основном в восточных районах Юрюзано-Сылвенской депрессии.

В отличие от существовавших ранее представлений [1, 3] генерация в промышленных масштабах могла проходить и в визейско-башкирском карбонатном комплексе, в восточных районах изучаемой территории. Зона такой генерации почти идентична и даже шире, чем в визейских терригенных отложениях. Однако известно, что визейско-башкирские карбонатные отложения отличаются дефицитом НГМП, что ограничивает роль комплекса в процессах генерации углеводородов.

В пределах верейского терригенно-карбонатного комплекса зоны промышленной генерации нефти отмечены на локальных участках в центре Соликамской депрессии и значительной части территории Косьвинско-Чусовской седловины и Юрюзано-Сылвенской депрессии. В восточных районах Юрюзано-Сылвенской депрессии мог генерироваться газ. В каширско-верхнекаменноугольном и пермском комплексах интенсивное нефтеобразование наблюдается в основном только в восточных районах Косьвинско-Чусовской седловины и Юрюзано-Сылвенской депрессии. Выполненные исследования дают возможность повысить перспективы на нефть и газ каменноугольных отложений восточных районов исследуемой территории. Учет при оценке ресурсов вклада УВ, генерированных каменноугольными отложениями, позволит повысить ресурсы региона на 60-100 млн т.

* * *

Основные выводы по результатам анализа палеотемпературно-катагенетических зон интенсивного нефтегазообразования в пределах палеозойских нефтегазоносных комплексов приведены ниже:

- палеотемпературный режим в пределах эйфельско-нижнефранского и верхнедевонско-турнейского комплексов обеспечивал наиболее широкое развитие на всей исследуемой территории процессов промышленного нефтеобразования, а также газообразования в восточных районах;

- начиная с визейского терригенного комплекса и выше зоны нефти и газообразования в основном смещаются в восточном направлении;

- широкое развитие процессов нефтеобразования в каменноугольных отложениях Предуральского прогиба и Передовых складок Урала указывает на существование значительных резервов в этом регионе по приросту ресурсов УВ;

- Камско-Кинельская система прогибов, в которой концентрируются основные НГМП доманикоидного типа, неоднородна по палеотемпературно-катагенетической зональности; имеются районы, где НГМП не вступали в зону промышленной генерации УВ, а также районы с про-

мышленной генерацией газа и газоконденсата. Высока степень неоднородности в районе развития Соликамской депрессии, что необходимо учитывать при оценке ресурсов и проведении геологоразведочных работ;

- формирование залежей УВ в визейском терригенном и вышележащих комплексах в пределах основной части платформы могло происходить только в результате вертикальной миграции УВ, тогда как в Предуральском прогибе не исключается собственная генерационная продуктивность этих комплексов.

Библиографический список

1. Калмыков Г.С., Ровенская А.С. Катагенез, палеотемпературы и распределение нефтей в девонских и нижнекаменноугольных терригенных отложениях северной части Волго-Уральской провинции // Проблемы геологии нефти. Закономерности формирования и размещения месторождений нефти и газа. Вып. 11. М.: ИГиРГИ, 1977. С. 41-53.

2. Катагенез и нефтегазоносность / Г.М. Парпарова, С.Г. Неручев, А.В. Жукова и др. Л.: Недра, 1981.

3. Шаронов Л.В. Формирование нефтяных и газовых месторождений северной части Волго-Уральского бассейна. Пермь, 1971. 290 с.

Ю.В. Парфенова
ООО "ПермНИПИнефть"

ВЫЯВЛЕНИЕ ПУТЕЙ МИГРАЦИИ УГЛЕВОДОРОДОВ ПО КОЭФФИЦИЕНТАМ ЗАПОЛНЕНИЯ ЛОВУШЕК В ВИЗЕЙСКОЙ ТЕРРИГЕННОЙ ТОЛЩЕ БАШКИРСКО- КЫНОВСКОГО ПАЛЕОШЕЛЬФА

Визейский терригенный комплекс является основным для юга Пермской области как по количеству открытых месторождений и открытых залежей, так и количеству запасов. Нефтеносность приурочена к проницаемым пластам Тл_{2А}, Тл_{2Б}, Бб₁, Бб₂ и Мл, формирование и распространение которых во многом определено гидродинамикой водной среды, палеорельефом бассейна седиментации и дифференциацией осадков по гранулометрическому составу. Мощность отдельных проницаемых пластов визейской терригенной толщи невелика и пласты неоднородны по литологическому составу, часто замещаются непроницаемыми породами. Но вместе с тем наблюдается увеличение толщин песчаников в эрозионных врезках на поверхности карбонатных пород

турнейского яруса, которые в плане имеют северо-западное и субмеридиональное простирание и протягиваются на большие расстояния [1].

Линейные зоны песчаников увеличенной мощности картируются по данным глубокого бурения и сейсморазведки 3Д (по увеличению временного интервала и особенностям сейсмозаписи между отражающими горизонтами II^П и II^К). По линейным зонам песчаников увеличенной мощности происходило заполнение ловушек Башкирско-Кыновского палеошельфа, поскольку высокие фильтрационно-емкостные свойства русловых песчаников обеспечивали пути латеральной миграции углеводородов от очагов генерации в осевых зонах Камско-Кинельской системы прогибов за ее пределы. Анализируя коэффициенты заполнения ловушек (соотношение объема залежи к объему ловушки) и латеральное изменение состава нефти (уменьшение плотности по удалению от зон генерации углеводов), можно предположить, что вторичная миграция нефти происходила не только в юго-восточном направлении из Камско-Кинельской системы прогибов, но, вероятно, и из Предуральского краевого прогиба в северо-западном направлении, что хорошо прослеживается по изменениям коэффициентов заполнения ловушек в указанном направлении в рассматриваемых пластах. Коэффициенты заполнения ловушек, пересекаемых полосами песчаников увеличенной мощности, по всем продуктивным пластам визейской терригенной толщи на открытых месторождениях варьируют в пределах 0,7-0,8; коэффициенты заполнения ловушек, примыкающих к полосам песчаников, - 0,4-0,6. За пределами полос увеличенных толщин коэффициенты заполнения ловушек не превышают 0,2-0,3. Очевидно, что линейные полосы аллювиально-дельтовых песчаников могли служить путями вторичной миграции углеводородов. Так, для радаевского пласта Мл коэффициенты заполнения ловушек показывают, что вторичная миграция углеводородов возможна в юго-восточном направлении из Камско-Кинельской системы прогибов, что подтверждается уменьшением коэффициентов заполнения ловушек в том же направлении. Бобриковские пласты Бб₁ и Бб₂ могли заполняться углеводородами со стороны Предуральского краевого прогиба – коэффициенты заполнения ловушек изменяются в северо-западном направлении. В тульские пласты Тл_{2А} и Тл_{2Б} вторичная миграция углеводородов могла происходить не только из ККСП, но и со стороны Предуральского прогиба. Примером этого может явиться Солдатовское месторождение, поднятия которого располагаются вблизи полос песчаников увеличенной мощности и для пласта Тл_{2Б} коэффициенты заполнения ловушек уменьшаются в северо-западном направлении. На Трифоновском месторождении коэффициенты заполнения ловушек по пластам Тл_{2А} и Бб₁ при пересечении полосами песчаников увеличенной мощности составляют 0,83-0,85. По

пластам Тл_{2Б} и Бб₂ коэффициенты заполнения ловушек достаточно высоки и составляют 0,58-0,59 тогда как контуры залежей удалены от полос песчаников. Коэффициенты заполнения ловушек на Трифоновском месторождении выше, чем на Солдатовском месторождении, приуроченном к той же линейной полосе песчаников увеличенной мощности.

При поиске новых залежей в визейской терригенной толще необходимо обращать внимание:

- на места пересечения линейных полос песчаников и структур, выявленных и подготовленных к бурению (коэффициенты заполнения ловушек предположительно составят 0,7-0,8);
- на структуры вблизи линейных зон песчаников (коэффициенты заполнения ловушек предположительно составят 0,4-0,5);
- на места выклинивания песчаников, как предполагаемых литологически экранированных ловушек;
- на структуры вблизи открытых месторождений или вблизи прогнозируемых полос песчаников для постановки на этих участках сейсморазведочных работ.

Автор приносит свои извинения Э.К. Сташковой, Т.В. Стуковой и В.И. Пахомову. Критические замечания к статье «Литологические и морфогенетические особенности песчаных тел визейской терригенной толщи» приняты и будут учитываться при дальнейших публикациях

Библиографический список

1. Ильиных А.П., Парфенова Ю.В. Трассирование линейных зон песчаников увеличенной мощности в визейской терригенной толще с целью выделения перспективных участков на постановку сейсморазведочных работ. Пермь, Фонды ООО "ПермНИПИнефть", 2001. 68с.

К.П. Казымов
Пермский университет

К МИНЕРАЛОГИИ АЛЛОВИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СРЕДНЕГО ТЕЧЕНИЯ Р. УСЬВА

Материалом для исследования послужили семь проб, отобранных из разновозрастных (позднеплейстоценовых и голоценовых) аллювиальных отложений среднего течения р. Усьвы. Проведено комплексное литолого-минералогическое и петрографическое исследование отложений, включающее стандартный гранулометрический анализ, петрографический анализ грубообломочной фракции (класс 25-10 мм), количе-

ственный минералогический анализ тяжелой фракции (класс 0,25-0,1 мм) с расчетом выхода тяжелой фракции и полуколичественный анализ легкой фракции.

По данным гранулометрического анализа, отложения I, II и III надпойменных террас р. Усьвы представлены песчано-гравийно-галечным материалом с глинистым заполнителем и небольшой долей валунов. В гранулометрическом спектре установлены два максимума: один – в грубообломочной части (25-10 мм), второй - в песчаной (0,5-0,25 мм). Сортировка обломочных частиц слабая. Окатанность грубообломочного материала средняя и ниже средней. Мощности террасовых отложений («продуктивная толща») изменяется в пределах от 2,7-8,9 м, для современных речных отложений р. Усьвы - 1,0-2,5 м. Все эти показатели весьма характерны для рек предгорной зоны [2].

Петрографический состав галек довольно выдержанный: преобладают кварцитопесчаники, кварциты (20-60%), в меньшем количестве встречены молочно-белый жильный кварц, горный хрусталь (10-15%), кремнь (5-10%), алевролит, аргиллит (7-10%), в единичных процентах - диабаз (1-3%), метаморфические горные породы (5%).

Выход тяжелой фракции в классе 0,25-0,1 мм составляет 1,35-9,47%, причем максимальное содержание тяжелых минералов (более 4%) приурочено к отложениям современного русла реки и нижних горизонтов террасовых комплексов верхнечетвертичного аллювия (таблица). Тяжелая фракция отложений состоит из аутигенного и аллотигенного комплексов минералов, причем доля первого изменяется в широких пределах - от 20,6 до 99,2%, что также характерно для отложений речной сети уральского региона [1]. Минеральный состав аутигенного комплекса характеризуется преобладанием пирита и гематита при достаточно высоких концентрациях гидроксидов железа. Кроме того, присутствуют сидерит, пиролюзит, фосфаты. Присутствие пирита характерно для глубокозалегающих горизонтов террасового комплекса и русловых отложений, непосредственно залегающих на углисто-глинистых сланцеватых породах турнейского яруса каменноугольной системы, которые, вероятно, и являются источником пирита. Гематит и гидроксиды железа являются продуктами окислительных процессов в зоне аэрации и свободного водообмена в отложениях террасовых комплексов р. Усьвы (таблица). Для аллотигенного комплекса свойственно преобладание следующих минералов (в порядке уменьшения содержания): ильменита, группы эпидота, лейкоксена, группы пироксенов, магнетита, амфибола (таблица). Всего диагностировано 25 минеральных видов. Минеральная ассоциация тяжелой фракции – эпидот-ильменитовая.

Значительную часть аллотигенного комплекса тяжелой фракции составляют обломки слюдистых пород (серицитизированные агрегаты)

Минеральный состав тяжелой фракции (ТФ), %

Характеристика проб	Номер пробы						
	87-А	87-А	69-А	115-А	10-А	13-Б	14-Б
Глубина, м	8,8 м	10,6 м	2,3	8,8	1,6	6,2	7,5
Возраст	Q _{III}	Q _{III}	Q _{IV}	Q _{III}	Q _{IV}	Q _{III}	Q _{III}
Выход ТФ, %	4,08	5,14	6,83	1,39	9,47	2,76	1,66
Минералы	Аутигенный комплекс, %						
	39,5	99,2	30,6	69,2	20,6	50,4	45,4
Гидрогетит	30,2	2,3	30,2	33,5	3,1	17,8	28,6
Гематит	56,9	-	38,1	40,0	54,1	82,2	71,4
Пирит	-	97,7	10,1	-	42,8	-	-
Пирролюзит	10,3	-	21,6	25,0	-	-	-
Сидерит	2,6	-	-	-	-	-	-
Фосфаты	-	-	-	1,5	-	-	-
	Аллотигенный комплекс, %						
	60,5	0,8	69,4	30,8	79,4	49,6	54,6
Магнетит	0,7	9,2	3,8	2,7	0,6	4,4	11,1
Ильменит	6,3	33,8	44,6	19,3	58,6	35,5	40,8
Хромит	1,0	4,1	0,6	0,7	1,8	0,5	2,0
Лейкоксен	4,0	15,3	9,2	9,3	15,3	10,9	6,3
Рутил	0,3	-	0,3	-	0,2	0,5	-
Гр.эпидота	28,1	20,4	14,6	30,7	13,2	19,5	28,5
Ромб.пир.	1,3	4,1	4,4	7,3	0,2	0,5	2,8
Мон. пир.	2,0	6,1	2,2	6,7	1,9	4,9	4,7
Актинолит	4,0	1,0	-	3,3	-	-	-
Хлориты	1,0	-	0,3	-	-	0,5	-
Хлоритоид	0,3	-	-	-	-	-	-
Гранаты	+	+	0,3	-	0,2	-	0,4
Циркон	+	2,0	0,6	1,3	1,0	0,5	3,3
Турмалин	+	-	-	-	0,6	-	1,2
Брукит	+	-	-	-	-	-	-
Об.рог. обманка	-	3,0	-	-	0,6	3,3	-
Баз.р. обманка	-	-	1,3	-	4,1	0,5	-
Ставролит	-	-	-	-	-	-	0,4
Корунд	-	-	0,3	-	-	-	-
Анагаз	-	-	-	1,3	-	-	-
Шпинель	-	-	-	0,7	-	-	-
Магн. шарики	+				+		
Обл.слюд. пород	22,9	-	14,3	11,3	1,5	16,9	4,3
Обл.изв. пород	2,0	-	-	-	-	-	-
Сростки с рудн.	7,7	-	-	-	-	1,1	-
Выветр. минер.	18,1	-	-	-	-	-	-

Примечания: + - минерал присутствует в редких зернах.

и сростки с рудными минералами. Моноклинные и ромбические пироксены и амфиболы в значительной степени представлены свежими зернами, хотя присутствуют в небольшом количестве и выветрелые.

Данный состав тяжелой фракции и морфологические особенности некоторых минералов характерны для аллювия предгорных рек Урала и Приуралья [3]. В отложениях современного русла реки (голоценовый аллювий) явно преобладает аллотигенный комплекс минералов над аутигенными.

Определенный интерес представляют встречающиеся в небольших количествах образования в виде магнитных шариков, сферул и обнаруженные в редких зернах вероятные спутники алмазов – пироп, хромдиопсид, уваровит. Хромдиопсид зафиксирован во всех пробах (1-6 знаков). Крупные зерна минералов группы граната пироп-альмандинового ряда обнаружены повсеместно (1-20 знаков), а пироп – только в одной пробе. Зерна пироп-альмандина и пироба выглядят как претерпевшие длительную транспортировку: имеют овальную или кубоидную формы, хорошо окатаны, со следами транспортировки и штриховкой на поверхности. Зерна хромдиопсида и уваровита, наоборот, не несут следов транспортировки – свежие, с острыми ребрами, осколки, совершенно, не окатанные. Хромшпинелиды, встреченные во всех пробах, представлены кристаллами идиоморфного облика и осколками со сглаженными ребрами, кромками, с блестящей или матовой поверхностью («кимберлитовый тип»). Изредка встречаются идеальные октаэдрические габитусные формы с острыми ребрами и блестящей поверхностью.

* * *

Литологический и минералогический составы отложений типичны для предгорных речных систем западного склона Среднего и Северного Урала. Петрографический и минералогический составы отложений указывают на полигенный характер источников питания аллювия р. Усьвы. В формировании аллювия среднего течения р. Усьвы принимают участие магматические породы основного и ультраосновного состава, а также метаморфические горные породы. Кроме того, существенное влияние на состав отложений, вероятно оказывали флюидизатно-эксплозивные тела и низкотемпературные гидротермальные образования [4]. Наличие минералов – вероятных спутников уральских алмазов свидетельствует о перспективности данных отложений на обнаружение алмазов. Минералогический состав тяжелой фракции аллювия р. Усьвы отражает некоторые закономерности эволюции аллювиального осадконакопления в мезокайнозой в пределах западного склона Среднего и Северного Урала [3].

Библиографический список

1. *Казымов К.П.* Условия образования и вещественный состав кайнозойских отложений эрозионно-карстовых депрессий западного склона Среднего и Северного Урала в связи с их алмазоносностью: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Пермь, 1992. 12 с.

2. *Осовецкий Б.М.* Дробная гранулометрия аллювия. Пермь, 1993. С. 250-251.

3. *Осовецкий Б.М.* К проблемам эволюции аллювиального осадконакопления и россыпеобразования на территории Прикамья в мезокайнозойе // Терригенные осадочные последовательности Урала и сопредельных территорий: седименто- и литогенез, минерагения: Мат-лы 5-го Урал. регион. литол. сов. Екатеринбург, 2002. С. 174-176.

4. *Чайковский И.И.* Петрология и минералогия интрузивных алмазосных пирокластитов Вишерского Урала. Пермь:Изд-воПерм.ун-та, 2002. 324с.

А.Н. Басина

Пермский университет

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ТЯЖЕЛОЙ ФРАКЦИИ ОЛИГОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ РАЙОНА С.УСТЬ-ИГУМ

Изучение вещественного состава палеоген–неогеновых отложений на территории Прикамья имеет большое значение в связи с решением палеогеографических и стратиграфических проблем, прогнозированием россыпных месторождений и др. [2]. Многие отмечали своеобразный состав палеоген–неогеновых отложений, в составе обломочного материала которых преобладают устойчивые минералы [4, 5].

Нами в 2001 г. были проведены исследования состава тяжелой фракции четвертичного и неогенового аллювия (районов с. Усть-Кишерть и с. Мазуевка). Полученные данные свидетельствуют об отчетливом проявлении «минералогического рубежа» на границе неогеновой и четвертичной систем. Для тяжелой фракции аллювия четвертичных террас р.Сылвы характерна эпидотовая минеральная ассоциация, неогенового аллювия – кианит-ставролитовая в песчано-гравийно-галечных отложениях и рутил-лейкоксен-хромшпинелидовая – в песчаных [1]. В работе представлены предварительные результаты исследований. Объектом изучения являлся карьер песчано-гравийно-галечных отложений и белых глин в районе с. Усть-Игум, возраст которых оценивается как олигоценовый [4, 5]. Отобрано 17 проб, которые представляли различные литологические типы пород (рис. 1). Ниже дано литологическое описание сводного разреза олигоценовых отложений, составленного по данным описания 7 расчисток.

Глубина, м

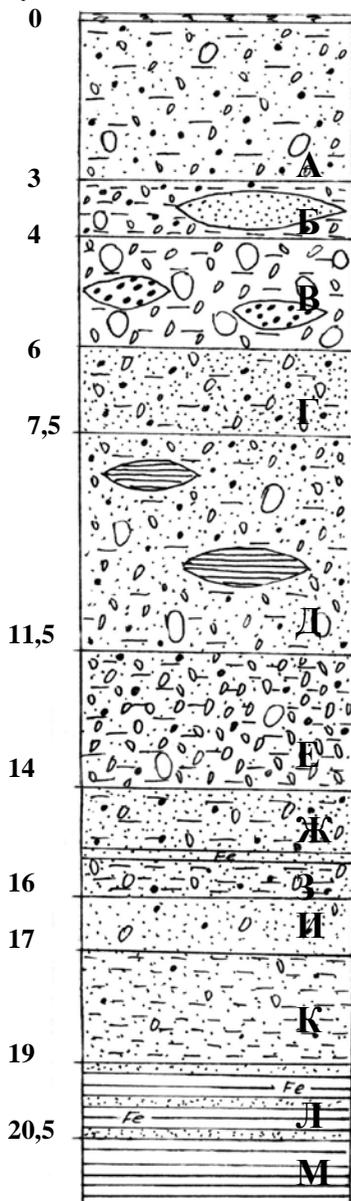


Рис. 1. Сводный разрез олигоценых отложений района с. Усть-Игум, близ д. Горка: А – песчано-гравийно-галечные отложения с ржаво-бурым глинистым заполнителем, с прослоями крупной гальки и редкими мелкими валунами (проба 1), мощность – 3,0 м; Б – песчано-гравийно-галечные сильно глинистые отложения, слабо сцементированные, с линзами песка, мощность – 1 м; В – валунно-галечные отложения (размер валунов до 0,5 м) со светло-серым песчаным заполнителем, с линзами ожелезненных грубообломочных отложений (проба 2), мощность – 2 м; Г – песчано-гравийно-галечные отложения темно-серые, слабо глинистые, с повышенным содержанием крупной гальки (пробы 3, 4), мощность – 1,5 м; Д – песчано-гравийно-галечные отложения темно-коричневые с умеренно глинистым заполнителем с редкими валунами и линзами белых глин, мощность – 4 м; Е – галечник темно-бурый с гравийно-песчаным сильно глинистым заполнителем, с редкими валунами (проба 5), мощность – 2,5 м; Ж – песчано-гравийно-галечные отложения умеренно глинистые, с включениями красно-бурых ожелезненных грубообломочных прослоек, мощность – 1 м; З – песчано-гравийно-галечные отложения серовато-бурые с сильно глинистым заполнителем, мощность – 1 м; И – песок мелкозернистый темно-бурый с редким гравием и мелкой галькой (проба 6), мощность – 1 м; К – песок мелкозернистый сильно глинистый коричневый с включением мелкой гальки и гравия, мощность – 2 м; Л – глина пластичная ржаво-бурая с примесью мелкого песка и алеврита, мощность – 1,5 м; М – глина высокопластичная белая с включениями гравия и гальки, мощность – 1 м

В лаборатории обработано 6 проб по следующей методике. Из проб, которые представляют собой обычно мелкообломочную часть отложений, отбиралась представительная навеска (160-400 г). Отмучивалась мелкоалеврито-глинистая часть (частицы менее 0,05 мм). Далее проба рассевалась на ситах (табл. 1). Гранулометрический анализ показал довольно слабую сортировку обломочного материала по крупности, высокое содержание алеврито-глинистого материала.

Тяжелая фракция выделялась в бромформе из класса частиц 0,25-0,1 мм. Выход тяжелой фракции в изученных отложениях меняется от 0,11 до 1,70 % (табл. 2). После выполнения минералогического анализа отдельно оценен также выход аллотигенной части тяжелой фракции.

Прослеживается четкая зависимость выхода аллотигенной части тяжелой фракции от литологического типа осадка (рис. 2). Наиболее высокое содержание тяжелой фракции характерно для наиболее грубообломочных отложений, наименьшее – для мелкообломочных (песчаных) [3]. Петрографический состав галечного материала в основном представлен обломками кварцитов, кварцитопесчаников и кварца.

Количественный минералогический анализ проводился по 500 зернам (минералогические исследования были выполнены Б.М. Осовецким и автором статьи).

В составе тяжелой фракции в основном представлен комплекс устойчивых минералов (циркон, лейкоксен, хромит, ильменит, турмалин и др.) (табл. 3).

Среди аутигенных минералов преобладают: сидерит и гидрогетит (от 1 до 72,8 %). Состав аллотигенной части тяжелой фракции, приведенный к 100 %, отражает некоторые общие черты и минералогические особенности слоев (табл. 4).

Так, для тяжелой фракции валунных и песчано-гравийно-галечных отложений характерны лейкоксен – ильменитовая, хромит – лейкоксен – ильменитовая, циркон - ильменитовая ассоциации, для тяжелой фракции песчаных – лейкоксеновая с повышенным содержанием турмалина.

Тектонические поднятия Урала в позднем эоцене – раннем олигоцене стали причиной интенсивного размыва кор выветривания мезозойского и палеогенового возраста на Урале [4, 5]. Минералогический состав тяжелой фракции изученных отложений однозначно свидетельствует о том, что основными источниками питания их обломочного материала явились коры выветривания.

Таблица 1

Гранулометрический состав мелкообломочной части
олигоценовых отложений, %

№ пробы	Фракции, мм							
	>5	5-3	3-1	1-0,5	0,5-0,25	0,25-0,1	0,1-0,05	<0,05
1	16,3	13,5	25,0	16,8	11,7	6,1	1,0	9,6
2	17,9	14,4	25,3	16,1	13,6	5,6	0,4	6,7
3	27,4	21,7	25,2	11,2	5,5	2,0	0,8	6,2
4	19,9	17,0	13,1	10,8	25,1	7,7	0,4	6,0
5	20,4	13,9	15,9	13,7	16,1	8,4	1,1	10,5
6	-	-	0,1	0,1	1,5	85,5	3,7	9,1

Таблица 2

Выход тяжелой фракции (0,25-0,1 мм) олигоценовых отложений
района с. Усть-Игум

№ пробы	Навеска, г	Масса ТФ, г	Общий, %	Аллотигенной части, %
1	325,63	0,1409	0,71	0,55
2	362,52	0,2556	125	1,16
3	372,75	0,0365	0,49	0,42
4	255,95	0,1981	1,00	0,89
5	323,85	0,4725	1,70	0,45
6	157,86	0,0381	0,11	0,11
Среднее			0,88	0,60

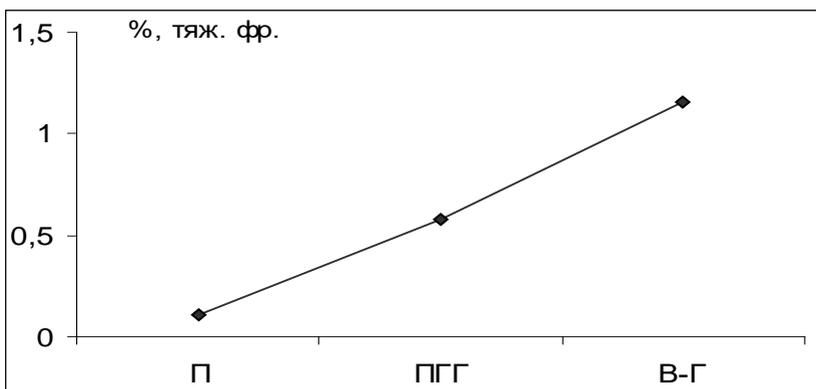


Рис. 2. Содержание аллотигенной части тяжелой фракции в отложениях различного гранулометрического состава: П - песчаные; ПГГ – песчано-гравийно-галечные; В-Г – валунно-галечные

Таблица 3

Минеральный состав тяжелой фракции (0,25-0,1 мм)
олигоценых отложений района с. Усть-Игум, %

Минерал	1	2	3	4	5	6
А л л о т и г е н н ы е						
Магнетит	7,4	4,5	1,6	4,8	-	0,2
Циркон	1,8	5,8	4,7	16,2	0,8	-
Хромит	3,3	11,5	13,9	0,6	5,0	-
Лейкоксен	14,0	17,3	11,8	7,9	4,0	85,4
Турмалин	3,9	0,4	1,6	0,6	-	5,4
Рутил	1,2	2,3	2,2	2,4	0,2	-
Ильменит	41,8	44,7	37,8	52,3	14,6	1,8
Анагаз	2,1	1,7	2,4	0,2	1,0	0,6
Пирит	-	-	0,6	0,2	-	-
Брукит	1,2	0,8	0,4	-	0,4	-
Об. рог. обм.	-	-	2,4	-	-	-
Сростки	1,0	2,1	2,2	1,2	-	5,2
Обломки пор.	-	0,2	-	0,2	-	0,2
Гранаты	-	-	0,6	-	-	-
Ставролит	0,2	0,2	0,4	0,4	-	-
Эпидот	-	-	0,4	-	-	0,2
Хлоритоид	-	-	0,2	-	-	-
Монацит	-	-	-	-	0,6	-
Дистен	-	0,2	-	0,2	-	-
Корунд	-	-	0,4	-	-	-
Гематит	-	1,5	0,2	-	-	-
А у т и г е н н ы е						
Кр. железняк	0,6	1,7	7,1	1,8	0,6	0,2
Гидрогетит	6,0	0,4	-	0,4	72,8	0,8
Сидерит	13,6	4,7	8,7	8,8	-	-
Пирролюзит	1,9	-	-	-	-	-

Таблица 4

Содержание основных аллотигенных минералов тяжелой фракции
(0,25-0,1 мм) олигоценового аллювия района с. Усть-Игум, %

Минерал	1	2	3	4	5	6
Ильменит	53,7	48,0	45,1	58,9	54,8	1,8
Лейкоксен	18,0	18,6	14,1	8,9	15,0	86,3
Хромит	4,2	12,3	16,6	0,7	18,8	-
Циркон	2,3	6,3	5,6	18,2	3,0	-
Магнетит	9,5	4,8	1,9	5,4	-	0,2
Турмалин	5,0	0,4	1,9	0,7	-	5,5
Рутил	1,5	2,5	2,6	2,7	0,8	-
Анагаз	2,7	1,8	2,9	2,2	3,8	0,6
Брукит	1,5	0,9	0,5	-	1,5	-
Об. рог. обм.	-	-	2,9	-	-	-
Гематит	-	1,6	0,2	-	-	-
Монацит	-	-	-	-	2,3	-

Библиографический список

1. *Басина А.Н.* К проблеме эволюции минерального состава кайнозойского аллювия Прикамья (бассейн р. Сылвы) // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Сб. науч. ст./Перм. ун-т. Пермь, 2002. Вып.4. С. 170-174.
2. *Осовецкий Б.М.* К проблеме изучения эволюции минерального состава кайнозойских отложений территории Прикамья // Вест. Перм. ун-та. 1999 г. Вып. 3. С 36-54.
3. *Осовецкий Б.М.* Тяжелая фракция аллювия. Иркутск: Изд-во Иркут. ун-та, 1986. 259 с.
4. *Смирнов Ю.Д.* и др. Геология и палеогеография западного склона Урала. Л., 1977. 199 с.
5. *Щукина Е.Н.* Континентальные третичные отложения Среднего Урала. М., 1959. 191с.

А.М. Кропачев
Пермский университет

ЭЛЕМЕНТАРНЫЕ ЛАНДШАФТЫ В РУСЛАХ РЕК

История развития понятия «ландшафт» рассмотрена в 1975 г А.И. Перельманом в монографии «Геохимия ландшафта», в которой автор сообщает, что понятие «ландшафт» введено в науку в середине XX в В.В. Докучаевым. Понятие «элементарный ландшафт» и «сопряженный геохимический ландшафт» были предложены В.В. Полюновым.

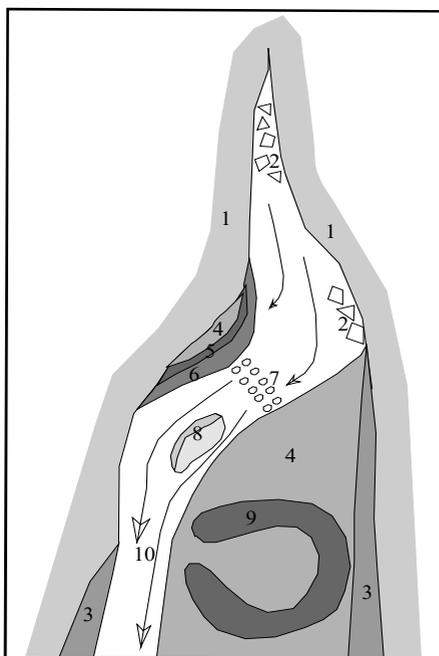
По В.В. Полюнову наземный ландшафт состоит из четырех элементарных ландшафтов: элювиального, трансэлювиального и супераквального, которые связаны миграцией атомов и образуют парагенетическую ассоциацию «сопряженный геохимический ландшафт».

Наземный элементарный ландшафт – это часть рельефа, состоящая из коры выветривания или осадка, которые в каждый момент существования покрыты определенным фитоценозом.

Минимальная площадь, на которой сохраняются все признаки элементарного ландшафта, является структурной единицей сопряженного геохимического ландшафта.

Множество синхронных во времени сопряженных геохимических ландшафтов образуют наземную часть географической оболочки.

Изложенные выше признаки и функции элементарного ландшафта ниже используются автором для характеристики подводных элементарных ландшафтов в руслах рек (рисунок).



Элементарные ландшафты в русле реки: 1 – коренные породы; 2 – обломки коренных пород; 3 – отложения надпойменных террас; 4 – пойма; 5 – прирусловой вал; 6 – прирусловая отмель (коса); 7 – пережат (гравийно - галечные отложения); 8 – остров с пляжем; 9 – заболоченная старица; 10 – направление течения

В руслах рек элементарный ландшафт – это части подводного рельефа, которые формируются в процессе эрозионной и аккумулятивной деятельности руслового потока.

В результате боковой эрозии образуются элементарные ландшафты, подводные оползни, подводные осыпи и глыбовые развалы коренных пород. При глубинной эрозии формируются элементарные ландшафты: пороги, водопады и котловины.

Аккумуляция механических мигрантов всех размерностей происходит на гидродинамических барьерах. Размеры и масса обломков определяются скоростью водного потока. К аккумулятивным элементарным ландшафтам относятся песчаные волны, прирусловые отмели (косы), пляжи, острова, пережаты и поймы.

Толщина каждого перечисленного выше подводного элементарного ландшафта определяется верхней границей ниже лежащего элементарного ландшафта.

* * *

Представление о подводных элементарных ландшафтов в руслах рек имеет фундаментальное значение. Оно свидетельствует о разнообразии подводных элементарных ландшафтов, которые существуют во всех больших и малых водоемах Земли.

Представление о подводных элементарных ландшафтов в руслах рек имеет прикладное значение в геологии и биологии. В геологии оно является методологической основой разработки и применения шлихового и шлихогеохимического методов поисков, для которых подводные элементарные ландшафты являются объектами опробования. В биологии подводные ландшафты являются объектами биоценологического картирования рек и других водоемов, в которых элементарные ландшафты образуют систему (группу) биогеоценозов.

ПРОБЛЕМЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ



Р.Г. Ибламинов, Г.В. Лебедев, А.С. Сунцев
Пермский университет

**К ВОПРОСУ О РУДНЫХ ФОРМАЦИЯХ
ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ
ЗАПАДНОГО СКЛОНА СЕВЕРНОГО И СРЕДНЕГО
УРАЛА**

Минерагенический анализ применительно к цветным металлам выполнен нами для территории Северного и Среднего Урала, представляющей собой часть Уральской складчатой области. Она включает, согласно И.Д. Соболеву [23], Западно-Уральскую внешнюю зону складчатости, Централно-Уральское поднятие и прилегающую к нему западную окраину Тагило-Магнитогорского прогиба.

В регионе, преимущественно во второй половине XX в., проводились разнообразные поисковые, тематические и геологосъемочные работы для оценки перспектив обнаружения промышленных объектов. В настоящее время возникла необходимость переосмысления материалов этих работ на основе современных представлений о геологическом строении и развитии территории [13]. Нами были обобщены сведения о месторождениях, многочисленных проявлениях и пунктах минерализации, выявленных и описанных в процессе геологосъемочных работ, проведенных под руководством Б.Д. Аблизина, В.Я. Алексеева, Г.А. Виллера, Л.В. Григорьева, А.М. Зильбермана, Б.В. Клименко, А.М. Курбацкого, С.В. Младших, Г.Г. Морозова, Е.Ф. Пинегина, В.В. Попова, И.Б. Попова, А.Я. Рыбальченко, В.К. Серебренникова, Б.К. Ушкова и др. При рудноформационном анализе были использованы: сводная геологическая карта и тектоническая схема региона масштаба 1:200000, составленные по материалам геологосъемочных работ масштаба 1:50000 А.М. Зильберманом и Г.О. Пунтусовой, литолого-формационная карта Ф.А. Курбацкой [21], схема корреляции магматических комплексов А.М. Зильбермана [7] и магматических формаций Р.Г. Ибламинова, Г.В. Лебедева [14], схема палеотектонического развития региона в докембрии Ф.А. Курбацкой [21] и в палеозое Р.Г. Ибламинова, Г.В. Лебедева, [13], а также составленная нами компьютерная база данных об объектах полезных ископаемых [16].

Важнейшей составной частью минерагенических построений является рудноформационный анализ. Его основная задача заключается в обобщении данных о многочисленных объектах полезных ископаемых региона и сведении всего их многообразия к ограниченному кругу руд-

ных формаций, т.е. к определенным обобщающим моделям. Такая модель, с одной стороны, должна отражать основные черты отдельных объектов, с другой – быть удобной при решении теоретических вопросов образования скоплений полезных ископаемых, включенных в формацию, а с третьей – позволять решать практические вопросы прогнозирования месторождений. При выделении рудных формаций авторы придерживались двух критериев: генетического, определяющего место формации в сводной генетической классификации месторождений, и палеотектонического, отражающего палеотектонические обстановки рудообразования и связь с определенными рудоносными формациями горных пород. Таким образом, под *формацией полезного ископаемого* нами понимается совокупность минерогенетических объектов, объединенных близостью состава продуктов минералообразования, обусловленной близкими геологическими, физико-химическими и геодинамическими условиями их формирования [8]. Формация полезного ископаемого обычно является нижним таксоном в иерархии подразделений генетической классификации месторождений полезных ископаемых. В ряде случаев, однако, возникает необходимость в более детальном делении формаций и выделении *субформаций полезных ископаемых*, главным образом, по особенностям их минеральных парагенезисов. Объединение многочисленных минерогенетических объектов региона (месторождений, проявлений, пунктов минерализации) в формации осуществлено на основе общепринятой генетической классификации В.И. Смирнова [22] с некоторыми изменениями [8]. Классификация подразумевает деление всей совокупности объектов полезных ископаемых на генетические серии, группы, классы, подклассы, ряды и формации. Минерогенетический анализ, кроме выделения рудных формаций, включает еще и выяснение их связей с геологическими формациями. Для этого среди всего многообразия осадочных и магматических формаций региона нами выделены рудоносные формации, субформации и фациальные комплексы, с которыми генетически связаны определенные рудные формации и их ассоциации. Проведенный рудноформационный анализ позволил в пределах описываемой территории выделить 30 рудных формаций цветных и благородных металлов. Однако не все из них включают объекты, которые могут представлять даже потенциально промышленный интерес. Тем не менее, их выделение позволяет более полно отразить минерогенетические особенности региона. Рассматриваемый регион входит в состав Уральской минерогенетической провинции. По особенностям строения фундамента в нем выделены четыре субпровинции: Печорско-Уральская, Тимано-Уральская, Русско-Уральская перикратонные и Уральская палеоокеаническая [9]. Первые три из них расположены на западном склоне Урала и сменяют друг друга в направ-

лении с севера на юг. Четвертая субпровинция расположена на его восточном склоне в западной части Тагильской мегазоны. Субпровинции включают металлогенические области, отвечающие структурно-формационным мегазонам осадочного чехла, области включают металлогенические пояса, соответствующие структурно-формационным зонам, пояса объединяют рудные районы и поля [17].

Перейдем к краткому изложению особенностей рудных формаций, расположив их в последовательности генетической классификации.

А. ЭНДОГЕННАЯ СЕРИЯ

1. Группа магматическая

1. Класс ликвационный

Формация сульфидная медно-никелевая. Представлена многочисленными проявлениями и пунктами минерализации сульфидов, преимущественно пирита и халькопирита, реже пентландита, в силлах и дайках габброидов. Оруденение вкрапленного типа установлено в телах ишеримского и чурольского метагаббродолеритовых комплексов формации натриевых базальтов (nb O₂₋₃) офиолитовой ассоциации задугового бассейна и островной дуги. Типичными являются Ишеримское и Усть-Чурольское проявления [20, 24]. Для них характерна приуроченность оруденения к гидротермально измененным приконтактным зонам и внутренним частям интрузий. Несколько иной характер оруденения установлен в дайках усвинского габбродолеритового комплекса базальт-долеритовой формации (bm D) одноименной ассоциации. Оруденение в дайках представлено редкой мелкой вкрапленностью расслоенных нодулярных выделений пирротина и халькопирита. Типичным является Сарановское проявление в дайке габбродолеритов [18].

2. Класс кристаллизационный

Платино-медно-титаномагнетитовая формация. Ее проявления и месторождения распространены в Тагильской минерагенической области в интрузивных телах дунит-клинопироксенит-габбровой рудоносной формации (um O₃-S₁), подробно описанной О.К. Ивановым [19]. В пределах рудоносной формации выделяются два магматических комплекса: качканарский дунит-клинопироксенит-габбровый и тагилыктылымский габбро-норитовый. С первым связаны *титаномагнетитовая субформация* с комплексными железо-ванадиевыми рудами, сконцентрированными в телах пироксенитов (Качканарское рудное поле), и *субформация платиноносных дунитов* (Вересовоборское проявление), являющаяся источником платины для россыпей. Со вторым комплексом связана *медно-титаномагнетитовая субформация*, представителем которой на описываемой территории является проявление г. Серебряный Камень, а за ее пределами – Волковское месторождение борнит-апатит-титаномагнетитовых руд. К магматической группе можно отне-

сти также *формацию редкометалльных вулканитов*, представленную риолитами и дацитами с повышенными содержаниями редких земель, шеелита, реже молибденита массива Саклаимсори [25]. Сами породы массива входят в состав риолит-дацитово-гранитоидной островодужной ассоциации.

II. Альбитит-грейзеновая группа

1. Класс альбититовый

Формация редкометалльных гранитоидов связана с габбро-диорит-плагиигранитовой (mng S_1 - D_1) формацией в Тагильской металлогенической области. Оруденение установлено в двух магматических комплексах: ольвинском диорит-гранитовом и тылайском кварцевых сиенит-порфирах. Различия состава и связь его с разными комплексами позволили выделить в пределах рудной формации две субформации: молибденит-шеелитовую редкометалльную и золото-редкометалльную. Первая из них связана с ольвинским комплексом. В ней шеелитовое с молибденитом оруденение сопровождается редкоземельным, медным и свинцовым. Примерами объектов субформации являются проявления Кондорка и Вилистый, расположенные в Саранхапнерско-Хомасьинском металлогеническом поясе. Вторая субформация характеризуется наложенным на редкоземельное с танталом и ниобием золотым оруденением (проявления Спириновское, Тылайское, Салатимская зона проявлений), которое генетически связано с тылайским комплексом. Сам комплекс и оруденение располагаются в Пальничинско-Выйском поясе.

2. Класс грейзеновый

Формация молибденит-магнетитовых метасоматитов приурочена к троичному комплексу щелочных граносиенитов трахибазальтовой формации (tb R_3 - V_1). Она включает две субформации. *Субформация магнетитовых метасоматитов* представлена Троицко-Осамской группой месторождений [6]. Другая *субформация - молибденитовых метасоматитов* охарактеризована единичным Троицким пунктом минерализации. Все объекты рудной формации вместе с рудоносным Троицким массивом расположены в Няровско-Койвинском рудном районе Кваркушко-Каменногорского пояса Русско-Уральской субпровинции.

III. Скарновая группа

Рудопроявления скарновой группы связаны с мойвинским лейкогранит-гранодиорит-гранитовым комплексом лейкогранитовой формации (lg S_1) гранитоидной островодужной ассоциации, расположенной в пределах Верхнепечорско-Колпаковского пояса Центрально-Уральской области Печорско-Уральской субпровинции. Проявления отнесены к двум формациям.

Первая, *молибденит-шеелитовая*, характеризуется преимущественно шеелитовым оруденением, приуроченным к экзоконтактам Мойвинской, Шудьинской и Велсовской интрузий. Наиболее крупным среди них является Аблизинское проявление в экзоконтакте Мойвинской интрузии [3]. Вторая, *скарново-полиметаллическая формация*, представлена Западно-Широковской зоной проявлений галенита и сфалерита в экзоконтакте Велсовской интрузии.

IV. Гидротермальная группа

1. Класс плутоногенный

К данному классу отнесены многочисленные проявления и пункты минерализации, которые объединены, в ряде случаев достаточно условно, в семь рудных формаций. Для трех из них (золото-вольфрамит-шеелитовой гранитоидной, кварц-золоторудной гранитоидной, сульфидно-кварцевой золоторудной в жилах и метасоматитах зон разрывных нарушений) рудоносными, по-видимому, являются магматические комплексы лейкогранитовой формации ($Ig S_1$) гранитоидной островодужной ассоциации. Приведем их краткую характеристику.

Золото-вольфрамит-шеелитовая гранитоидная формация. Ее проявления тяготеют к мойвинскому лейкогранит-гранодиорит-гранитовому комплексу. Типичными представителями формации являются Тылайско-Промысловская зона и проявление Вейнберг [2].

Кварц-золоторудная гранитоидная формация пространственно тесно связана с ломовским гранитовым комплексом. Ее проявления концентрируются в пределах Колпаковского района в южной части Верхнепечорско-Колпаковского пояса.

Сульфидно-кварцевая золоторудная формация в жилах и метасоматитах зон разрывных нарушений представлена многочисленными проявлениями и пунктами минерализации, приуроченными к зонам разрывных нарушений, ограничивающих с востока и запада Верхнепечорско-Колпаковский антиклинорий. Чаще всего они локализируются в местах пересечения указанных зон разрывными нарушениями сбросо-сдвигового характера, имеющими преимущественно северо-западную ориентировку. Наиболее типичными для формации являются Ниолсовская, Чарынтумпская, Поповской сопки, Средне-Кутимская, Чувальская зоны проявлений. Рудопроявления всех трех перечисленных формаций сосредоточены в пределах Верхнепечорско-Колпаковского пояса Печорско-Уральской субпровинции. В этом же поясе находится большое количество пунктов минерализации, объединенных в *формацию кварц-золоторудную в альпийских жилах*. В большинстве своем они сосредоточены среди кварцитопесчаников ишеримской свиты фалаховой формации верхнего рифея (ФЛ_{II} R₃¹). Восточнее Верхнепечорско-Колпаковского пояса в Саранхапнерско-Хомасьинском поясе Тагиль-

ской области в связи с ольвинским диорит-гранитовым комплексом габбро-диорит-плаггиогранитовой формации (mng S₁-D₁) установлены проявления *медно-полиметаллической в кварцевых жилах и метасоматитах формации*. Это - Сосьвинская зона проявлений и проявление Каква. Западнее Верхнепечорско-Колпаковского пояса в Ельминско-Серебрянском поясе в ассоциации с Линевскими телами гранитоидов имеются проявления *редкометалльно-медно-полиметаллической формации*. Она включает проявления шеелита, халькопирита и галенита. Рудоносные тела гранитоидов ранее нами несколько условно были отнесены к нижневендскому журавликскому верлит-габброкварцевосиенитовому комплексу [14], но, вероятнее всего, их возраст раннепалеозойский. К плутоногенным отнесена также *халькопиритовая жильная формация*, установленная в Кваркушско-Каменногорском поясе Русско-Уральской субпровинции. Она выделена по проявлению меди в виде карбонатной жилы с халькопиритом в экзоконтакте Троицкого массива щелочных граносиенитов.

2. Класс вулканогенный

Оруденение вулканогенного класса на описываемой территории установлено пока лишь в одном месте в виде небольшого пункта минерализации в массиве вулканитов г. Благодать благодатского пикрит-трахибазальтового комплекса щелочно-ультрамафитовой формации (ufV₁) в западной части Кваркушско-Каменногорского пояса. Он представлен редкой вкрапленностью киновари и галенита и отнесен к *ртутно-полиметаллической формации*.

Несмотря на крайне ограниченное число находок объектов вулканогенного класса, в регионе они могут иметь перспективы обнаружения. В этом аспекте следует обратить внимание на массив вулканитов Саклаимсори риолит-дацитового состава.

3. Класс амагματοгенный

Проявления амагματοгенного класса достаточно многочисленны и связаны с формациями карбонатных и терригенных горных пород. Все они заслуживают пристального внимания в отношении перспектив обнаружения месторождений. Проявления класса разделены на четыре рудные формации.

Формация флюорит-полиметаллическая в карбонатных породах характеризуется наибольшим количеством проявлений и пунктов минерализации. Причем оруденение, относящееся к данной формации, установлено на различных стратиграфических уровнях. Самой древней рудоносной формацией является карбостромово-переходносланцевая (здесь и далее формации стратифицированных горных пород приводятся по Ф.А. Курбацкой [21]) формация среднего рифея (КПС₁ R₂). Среди стратиграфических подразделений формации наибольшей продуктивно-

стью характеризуется мойвинская свита мраморов и мраморизованных известняков. В ней сосредоточены проявления Усть-Посьмакское, Кожевно и др. Все они входят в состав Велсовско-Лямпинского района Верхнепечорско-Колпаковского пояса. Второй продуктивный горизонт приурочен к карбонатам деминской и низьвенской свит карбостромово-переходосланцевой формации верхнего рифея (КПС_{II} R₃¹). Проявления сконцентрированы в пределах Колчимско-Тулымпарминского рудного района Полюдово-Колчимского пояса Тимано-Уральской субпровинции. Третий продуктивный горизонт находится в породах вулканогенно-карбонатной субформации карбонатно - терригенно - вулканогенной формации (КТВ_{ВНК} O₂²-S₁). Он содержит Тылайско-Промысловскую группу проявлений и пункт минерализации Тыпылец. Все они образуют Улсовско-Тыпыльский рудный район в Ельминско-Серебрянском поясе Печорско-Уральской субпровинции. Четвертый продуктивный горизонт находится в пределах рифогенно-биогермной битуминозной формации (РББ C₂-P₁). Проявления полиметаллов горизонта, в частности Кострецкое, концентрируются в том же Колчимско-Тулымпарминском районе Полюдово-Колчимского пояса, что и проявления второго продуктивного горизонта. В пределах всех продуктивных горизонтов наиболее концентрированное оруденение тяготеет к зонам разрывных нарушений и их пересечениям, что может указывать на мобилизацию рудного вещества в периоды тектонической активизации территории.

Формация полиметаллических руд в терригенных породах представлена галенитовой субформацией в терригенных породах. Она характеризуется крупным и перспективным Верхнемойвинским стратиформным проявлением, локализованным в кварцитопесчаниках среднемуравьинской подсвиты [4] фалаховой формации (ФЛ_{II} R₃¹). Проявление входит в состав Мойвинского рудного поля Верхнепечорско-Колпаковского пояса.

Молибденитовая формация в черных сланцах выделена условно по наличию Бутонской, Гаревской и др. геохимических аномалий молибдена в отложениях бутонской, керносской и перевалокской свит спарагмитовой формации нижнего венда (СП V₁). Аномалии часто ассоциируют с проявлениями фосфоритов и располагаются в южной части Кваркушко-Каменногорского минерагенического пояса.

Аурипигмент-киноварная формация также выделена условно по единичным находкам киновари и аурипигмента. Киноварь в ассоциации с самородным золотом была обнаружена в породах колпаковской свиты (пункт минерализации Кырья-8), а аурипигмент с киноварью - в такатинских отложениях девона (пункты минерализации Кадинский, Плясовский).

V. Вулканогенно-осадочная группа

Класс колчеданный

Широкое распространение на описываемой территории вулкано-генных и вулканогенно-осадочных горных пород базальтоидных формаций предопределяет широкое развитие колчеданного оруденения. Оно, также как и сами вулканогенные породы, прослеживается практически по всему стратиграфическому разрезу региона, начиная с пород базальт-долеритовой ассоциации верхнего рифея, которая вверх по разрезу сменяется щелочно-базальтоидной рифея-венда, а затем офиолитовой океанической нижнего-верхнего ордовика и офиолитовой задуговой среднего-верхнего ордовика [14]. В пределах ассоциаций оруденение тяготеет к вулканитам базальт-долеритовой (верхний рифей), щелочно-ультрамафитовой (нижний венд) формаций, а также формации натриевых базальтов ордовика, которые играют роль рудоносных. Интенсивность оруденения увеличивается снизу вверх по разрезу: от грабеновых и рифтовых формаций рифея и венда к океаническим и задуговым ордовика. Анализ колчеданных рудопроявлений региона позволил объединить их в четыре рудные формации: серно-колчеданную золотосодержащую, медно-колчеданную, колчеданно-полиметаллическую и золото-кварцевую вулканогенно-метасоматическую.

Серноколчеданная золотосодержащая формация представлена Берзинским непромышленным месторождением и рядом проявлений в чувальском metabазальтовом комплексе формации натриевых базальтов задугового бассейна (nb O₂₋₃). Они распространены в пределах Ельминско-Серебрянского и Верхнепечорско-Колпаковского поясов Печорско-Уральской субпровинции.

Медно-колчеданная формация выделена по наличию рудопроявлений, типичными представителями которых являются Большерасьинское, Посьмакское, Курыксарские, Киркаменское, Пендышка и др. Как и проявления предыдущей формации, они также распространены, главным образом, в пределах Ельминско-Серебрянского и Верхнепечорско-Колпаковского поясов и связаны с чувальским metabазальтовым комплексом. Часть же рудопроявлений приурочена к саранхапнерско-хомасьинскому и мариинско-вйско-пальничнинскому metabазальтовым комплексам формации натриевых базальтов (nb O₁₋₃), располагаясь соответственно в Саранхапнерско-Хомасьинском и Пальничнинско-Выйском поясах Уральской палеоокеанической субпровинции. Кроме того, небольшое количество проявлений и пунктов минерализации установлено в богатском пикрит-трахибазальтовом и дворецком авгитит-трахибазальтовом комплексах щелочно-ультрамафитовой формации (uf V₁), а также в велсовском метадолерит-metabазальтовом комплексе базальт-долеритовой формации (bm R₃) в пределах Кваркушко-

Каменногорского пояса Русско-Уральской субпровинции. Следует обратить внимание на то, что ряд исследователей [5] считают вулканиты велсовского комплекса аналогами чувальского и датируют их соответственно ордовиком. Большинство проявлений *колчеданно-полиметаллической формации* тяготеет к вулканитам саранхапнерско-хомасьинского, мариинско-вуйско-пальничнинского комплексов формации натриевых базальтов названных выше поясов Уральской палеоокеанической субпровинции (проявления Крутыш, Еловское), а также к велсовскому метадолерит-метабазальтовому комплексу Верхнепечорско-Колпаковского пояса. Отдельные пункты минерализации установлены в вулканитах Кваркушко-Каменногорского пояса.

Золото-кварцевая вулканогенно-метасоматическая формация представлена проявлениями Безводный Увал, Чекменское, Кутимское 7, Курьксарское. В большинстве случаев они представлены золотосодержащими кварцевыми жилами и прожилками в вулканитах саранхапнерско-хомасьинского, мариинско-вуйско-пальничнинского и чувальского метабазальтовых комплексов указанных выше формаций и поясов.

Б. ЭКЗОГЕННАЯ СЕРИЯ

1. Класс механических осадков

Класс механических осадков представлен аллювиальными россыпями и россыпепроявлениями, сосредоточенными в континентальной терригенной и кор выветривания формации (КТКРВ) мезо-кайнозоя. В большинстве своем продуктивные отложения имеют четвертичный возраст. Достаточно отчетливо намечаются четыре рудные формации, которые в ряде случаев пространственно совмещены в одном и том же объекте.

Формация платиноносных россыпей, как известно, превалирует в пределах Платиноносного пояса Уральской палеоокеанической субпровинции, будучи тесно связана с телами платиноносных дунитов дунит-клинопироксенит-габбровой формации. Вместе с тем ряд россыпей располагается в Ельминско-Серебрянском поясе Печорско-Уральской субпровинции. Отдельные россыпепроявления установлены в Кваркушко-Каменногорском поясе Русско-Уральской субпровинции. Таким образом, платиноносность аллювия уменьшается в направлении с востока на запад характеризуемой территории.

Формация золотоносных россыпей также достаточно широко распространена по всей территории описываемого региона. Однако наиболее продуктивна она в пределах Печорско-Уральской субпровинции как на территории Верхнепечорско-Колпаковского, так и Ельминско-Серебрянского поясов. Это объясняется широким распространением в их пределах многочисленных проявлений описанных выше золото-

рудных формаций. Менее продуктивна эта формация в пределах Кваркушко-Каменногорского пояса.

Формация титаноносных россытей (проявления на реках Вижай, Вильва, Каменка) и *формация оловоносных россытей*, по-видимому, практического значения не имеют. Пункты минерализации последней могут играть роль поискового признака на обнаружение касситерита в коренных породах. Наличие касситерита, в частности, установлено в аллювии р. Самара - притоке р. Кадь.

2. Класс химических осадков

Бокситовая формация в терригенных породах имеет широкое площадное распространение в пределах терригенно-рифогенной угленосной формации (ТРУ $D_2 ps - C_1$) и меньше в формации терригенной и кор выветривания (ТКВ $D_{1tk} - D_2$). Оруденение локализуется в пределах трех фациальных комплексов: пашийского терригенного, визейского угленосного и такатинского терригенного. Во всех комплексах оно тесно связано с железорудным и распространено в Западно-Уральских областях трех субпровинций – Печорско-Уральской, Тимано-Уральской и Русско-Уральской. Большое количество проявлений установлено в пределах Кизеловского и Староуткинского рудных районов Язьвинско-Чусовского пояса Русско-Уральской субпровинции.

В. МЕТАМОРФОГЕННАЯ СЕРИЯ

Группа регионального метаморфизма

Группа представлена двумя формациями метаморфизованных первично терригенных прибрежно-морских и дельтовых россыпей проявлений золота и титан-циркониевых минералов.

Формация золотосодержащих конгломератов представлена Тулымским проявлением золота, повышенные содержания которого (0,1 г/т) были обнаружены в базальных конгломератах хапхарской свиты нижнего ордовика базальной терригенно-вулканогенной формации (БТВ O_{1-2}).

Циркон-рутил-ильменит-гематитовая формация приурочена к кварцитопесчаникам ишеримской свиты, входящей в состав фалаховой формации (ФЛ_{II} R_3^1). Прослой гематита с ильменитом, рутилом, цирконом, монацитом среди кварцитопесчаников прослежены в пределах Ишеримско-Вагранского района Верхнепечорско-Колпаковского пояса.

* * *

Для целей прогнозирования месторождений и геолого-экономической оценки территорий целесообразно не только расклассифицировать многочисленные проявления и месторождения полезных ископаемых региона по формациям полезных ископаемых, но и дать им предварительную оценку. Для этого нами, в развитие идей В.В. Авдонина [1], предлагается выделять промышленные, потенциально про-

мышленные, вероятно, промышленные и непромышленные рудные формации. *Промышленные рудные формации* – формации, включающие промышленные месторождения региона. *Потенциально промышленные рудные формации* – формации, объекты которых после проведения оценочных и разведочных работ могут перейти в разряд промышленных. *Вероятно промышленные рудные формации* – формации, объекты которых могут получить промышленное значение в будущем в связи с совершенствованием технологии переработки и добычи минерального сырья и появлением потребностей в новом сырье. *Непромышленные рудные формации* – формации полезных ископаемых, скопления которых (малые месторождения, проявления) не имеют перспектив освоения. Они и после выполнения в дальнейшем геологических работ не будут отвечать требованиям, предъявляемым к месторождениям.

Пользуясь указанной терминологией, описанные рудные формации и субформации цветных и благородных металлов данного региона по промышленной значимости можно подразделить на следующие четыре группы:

1) промышленные – титаномагнетитовая, платиноносных россыпей, золотоносных россыпей;

2) потенциально промышленные – медно-титаномагнетитовая, молибденит-шеелитовая, кварц-золоторудная гранитоидная, золото-вольфрамит-шеелитовая гранитоидная, сульфидно-кварцевая золоторудная в жилах и метасоматитах зон разрывных нарушений, флюорит-полиметаллическая в карбонатных породах, полиметаллическая в терригенных породах;

3) вероятно промышленные – платиноносных дунитов, редкометалльных вулканитов, молибденит-шеелитовая редкометаллическая, молибденитовых метасоматитов, золото-редкометаллическая, медно-полиметаллическая в кварцевых жилах и метасоматитах, редкометалльно-медно-полиметаллическая, молибденитовая в черных сланцах, медноколчеданная, колчеданно-полиметаллическая, бокситовая, золотосодержащих конгломератов;

4) непромышленные – сульфидная медно-никелевая, магнетитовых метасоматитов, скарново-полиметаллическая, кварц-золоторудная в альпийских жилах, халькопиритовая жильная, ртутно-полиметаллическая, аурипигмент-киноварная, серноколчеданная золотосодержащая, золото-кварцевая вулканогенно-метасоматическая, титаноносных россыпей, оловоносных россыпей, циркон-рутил-ильменит-гематитовая.

Благодарим за ценные замечания и помощь сотрудников ФУГП «Геокарта-Пермь» и, прежде всего, Г.О. Пунтусову и Б.В. Клименко.

Библиографический список

1. *Авдонин В.В.* Принципы геолого-промышленной типизации рудных месторождений. М.: ЗАО «Геоинформмарк», 1999. 40 с.
2. *Алексеев В.Я.* К минералогической характеристике проявления «Вейнберг»//Минералогия месторождений Урала. Т.2.Свердловск,1990.С. 45-47.
3. *Алексеев В.Я.* О новых рудопроявлениях Северного Урала // Геология и минеральные ресурсы Западного Урала. Пермь/ Перм. ун-т, 1993. С.15.
4. *Алексеев В.Я.* Свинцовые рудопроявления Северного Урала // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 1999. С. 102-104.
5. *Алексеев В.Я., Морозов Г.Г.* Дополнение к схеме стратиграфии рифея Северного Урала // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России. Сыктывкар: Геопринт, 1999. Т. II. С.181-183.
6. *Дюпарк Л., Мразек Л.* Троицкое месторождение железных руд в Кизеловской даче на Урале: Тр. Геолкома. Нов. Серия. Вып. 15. М., 1904.
7. *Зильберман А.М.* Некоторые вопросы корреляции магматических комплексов западного Урала (на примере Северного и Среднего Урала) // Моделирование геологических систем и процессов. Пермь/ Перм. ун-т, 1996. С. 46-49.
8. *Ибламинов Р.Г.* Основы минерагеодинамики. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 2001. 220 с.
9. *Ибламинов Р.Г.* К вопросу о минерагеническом районировании территории западного склона Среднего и Северного Урала // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Пермь/ Перм. ун-т, 2001. С. 34 - 44.
10. *Ибламинов Р.Г., Курбацкая Ф.А., Курбацкий А.М. и др.* Рудоносные формации южной части Ляпинско-Кутимского мегантиклинория // Геология и минерально-сырьевые ресурсы европейского северо-востока России. Сыктывкар/ Ин-т геологии Коми НЦ УрО РАН, 1994. С. 213-216.
11. *Ибламинов Р.Г., Курбацкая Ф.А., Лебедев Г.В., Зильберман А.М., Набиуллин В.И., Сунцев А.С.* Металлогения рифея западного склона Среднего и Северного Урала // Рифей Северной Евразии. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. С.241-247.
12. *Ибламинов Р.Г., Лебедев Г.В.* Минерагения гранитоидных ассоциаций Верхнепечорско-Кутимского антиклинория на Северном Урале // Гранитоидные вулканоплутонические ассоциации: петрология, геодинамика, металлогения. Сыктывкар: Геопринт, 1997. С. 59 - 60.
13. *Ибламинов Р.Г., Лебедев Г.В.* Палеозойская палеотектоника западного склона Среднего и Северного Урала // Вестник Перм. ун-та. Вып. 3. Геология. 1999. С. 11–20.
14. *Ибламинов Р.Г., Лебедев Г.В.* Магматические ассоциации и формации Западного склона Среднего и Северного Урала // Вестник Перм. ун-та. Вып. 3. Геология. 2001. С. 13–44.
15. *Ибламинов Р.Г., Лебедев Г.В., Зильберман А.М., Сунцев А.С., Набиуллин В.И.* Геодинамика и минерагения магматических формаций западного склона Среднего и Северного Урала // Минерагения и геодинамика Урала: Тез. докл. Екатеринбург: УГГА, 2000. С. 45-48.

16. *Ибламин* Р.Г., *Лебедев* Г.В., *Набиуллин* В.И., *Курбацкая* Ф.А., *Зильберман* А.М., *Сунцев* А.С. Методологические аспекты региональных прогнозно-металлогенических исследований зон сочленения платформенных и складчатых областей // Проблемы петрогенезиса и рудообразования. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 1998. С. 73 – 75.

17. *Ибламин* Р.Г., *Лебедев* Г.В., *Сунцев* А.С. Историческая минерагения руд черных металлов западного склона Северного и Среднего Урала // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении: Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского / Пермь: Перм. ун-т, 2002. С. 200-210.

18. *Иванов* О.К. Расслоенные хромитоносные ультрамафиты Урала. М.: Наука, 1990. 243 с.

19. *Иванов* О.К. Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала (Минералогия, петрология, генезис). Екатеринбург: Изд-во Урал. ун-та, 1997. 488 с.

20. *Кашин* С.А. и *Карский* Б.Е. О сульфидно-никелевом оруденении в интрузивных диабазах западного склона Урала (Усть-Чурольское месторождение, Красновишерский район) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1947. №6.

21. *Курбацкая* Ф.А. К вопросу о методике выделения осадочных формаций Западного Урала и металлогенической оценке их перспективности // Вестник Перм. ун-та. Геология. 1997. Вып. 4. С. 27-30.

22. *Смирнов* В.И. Геология полезных ископаемых: Учеб. для вузов. М.: Недра, 1989. 326 с.

23. *Соболев* И.Д. Тектоника // Геология СССР. Т. XII, кн.2. М.: Недра, 1969. С. 7-240.

24. *Старков* Н.П., *Аблизин* Б.Д., *Ибламин* Р.Г. Сульфидное медно-никелевое оруденение в метадиабазах Северного Урала // Геология и петрография Западного Урала. Вып. 5: Уч. зап. Перм. ун-та. 1970. № 182. С. 229-235.

25. *Чайковский* И.И. Петрология гранитоидов Саклаимсори // Современные проблемы геологии Западного Урала. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 1995. С.90.

В.В. Гоннов

Управление по рациональному использованию природных ресурсов при
Администрации Коми-Пермяцкого автономного округа

СОСТОЯНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ РАЗВИТИЯ МИНЕРАЛЬНО- СЫРЬЕВОЙ БАЗЫ КОМИ-ПЕРМЯЦКОГО АВТОНОМНОГО ОКРУГА

Коми-Пермяцкий автономный округ расположен на восточной окраине Восточно-Европейской платформы (ВЕП) в геологических условиях аналогичных территориям Республики Коми, Кировской и Пермской областей, в которых установлены различные месторождения минерального сырья. Вследствие остаточного принципа финансирования в советское и постсоветское время, отсутствия собственной геоло-

гической службы и слабо развитой инфраструктуры минерально-сырьевого комплекса территория оказалась слабо изученной. Достаточно отметить, что в северной и западной частях территории не завершена геологическая съемка масштаба 1:200000. Соответственно отсутствует кондиционная базовая геологическая основа.

Основу минерально-сырьевой базы округа составляют 133 месторождения девяти видов минерального сырья с разведанными и предварительно оцененными запасами. Большинство разведанных месторождений приходится на общераспространенные полезные ископаемые: торф – 93; кирпичные и керамзитовые глины – 19; агрокарбонаты – 10; песчано-гравийные смеси – 3; строительные пески – 1; нефть и газ – 3, подземные воды – 4. Месторождения торфа и агрокарбонатов в настоящее время не востребованы.

Нефть. В округе разведано три месторождения нефти: Майкорское, Романшорское и Тукачевское. Майкорское месторождение находится в разработке. Романшорское и Тукачевское месторождения законсервированы (отнесены к нераспределенному фонду месторождений). Подготовлены к глубокому бурению восемь локальных структур, шесть из которых располагаются вблизи Майкорского месторождения нефти.

Промышленная нефтеносность в пределах округа связана в основном с залежами пластово-сводового типа в отложениях визейского терригенного комплекса и в башкирских отложениях. Кроме промышленных залежей в разрезе палеозоя встречены многочисленные нефтепроявления. В кыновско-эйфельском терригенном комплексе нефтепроявления обнаружены на Кудымкарской площади, слабые нефтепроявления установлены в пласте Д1 на Тузимской площади, в пластах До и Д2 на Восточно-Майкорской площади. В верхнедевонско-турнейском комплексе нефтепроявления установлены на Камском своде и Иньвинской структурах. В оксо-башкирском карбонатном комплексе нефтепроявления встречены на Ершовской, Кудымкарской, Гайнской, Кочевской, Старцевской структурах. В верейском и каширо-гжельском комплексах отмечены выпоты нефти.

По материалам геофизических исследований на территории округа выявлено более десятка перспективных площадей, которые в дальнейшем могут состояться как месторождения. Таким образом, наличие открытых месторождений нефти, выявленные многочисленные нефтепроявления, геологическое строение, предполагающее наличие ловушек нефти, свидетельствуют о значительной перспективности земель Коми-Пермяцкого автономного округа.

Благородные металлы. В песчано-гравийных отложениях осадочного чехла ВЕП последние годы установлено широкое развитие золотоносности. Золотоносные песчано-гравийные месторождения вы-

делены в отдельный потенциальный геолого-промышленный тип и рассматриваются как перспективный источник золота. Несколько лет назад на территории округа начались работы по поискам благородных металлов, в результате чего выявлены россыпепроявления благородных металлов - золота и платины. В 90 г. удалось доказать проявление на территории гидротермально-метасоматических процессов в пределах зон мезо-кайнозойской тектоно-магматической активизации. Установлено свободное золото рудного облика, связанное с зонами развития низкотемпературного метасоматоза в осадочных комплексах базальной части юры (рудной пачки). Золото сопровождается киноварью и другими сульфидами, баритом, имеет рудный облик; локализуется в линейных системах. Рудное золото содержит природные амальгамы [2]. Среди платиноидов установлены изоферроплатина, иридоосмин, осмистый иридий и другие МПГ. По результатам изучения МПГ и хромшпинелидов А.Б. Макеев установил, что они имеют одни коренные источники, связанные с альпинотипными платиноносными породами (дунитами) платиноносных массивов [3]. Верхне-Камская впадина имеет много общего со строением и вещественным составом Вилюйской синеклизы (Сибирская платформа), где также установлено гидротермально-метасоматические золотое оруденение, связанное с мезозойским этапом тектоно-магматической активизации [1]. В этой связи следует оценивать перспективы территории Коми-Пермяцкого автономного округа, где по предварительным данным выделено несколько перспективных площадей развития россыпной и рудной золотой минерализации с прогнозными ресурсами россыпного золота категории P2 более 4 т.

Песчано-гравийные смеси (ПГС) и строительные пески широко развиты в Коми-Пермяцком автономном округе. Разными работами учтено 60 проявлений ПГС и около 40 проявлений песков. Из них только три объекта ПГС (Иньвенское, Городище-Пожва, Мордвинское) и один строительных песков (Артамоновское) разведаны и оценены как месторождения. В них подсчитаны запасы и поставлены на баланс. Остальные проявления имеют авторскую оценку. Выделены перспективные площади развития ПГС (Косинская, Ташкинская, Тебенковская) и строительных песков (Веслянская и Степановская) с прогнозными ресурсами более 1.5 млн.м³ и около 1 млн.м³, соответственно. Месторождения и проявления связаны с четвертичными флювиогляциальными и аллювиальными отложениями, часть объектов образовалась в результате выветривания древнего верхнепермского аллювия. В связи с проектированием строительства железной дороги Белкомур, изучение и оценка месторождений ПГС и песков вдоль проектируемой трассы, как комплексного минерального сырья, приобретает актуальнейшее значение.

Подземные воды в Коми-Пермяцком автономном округе характеризуются широким диапазоном общей минерализации и разнообразным химическим составом. Разведано 3 месторождения пресных подземных вод с суммарными эксплуатационными запасами 19,22 тыс. м³/сут. По материалам гидрогеологических съемок установлены минеральные воды типа питьевых столовых, лечебно-столовых, лечебных минеральных с минерализацией от 1 до 10 г/дм³. По составу выделяются гидрокарбонатные натриевые углекислые, сульфатные натриево-кальциевые, хлоридные натриевые. Минеральные воды округа практически не используются. В небольшом объеме добывают минеральную воду на Кудымкарском месторождении.

Территория Коми-Пермяцкого автономного округа входит в состав провинции промышленных йодо-бромных вод Русской плиты и Предуральского прогиба. Рассолы с минерализацией 226-297 г/дм³, со средним содержанием брома 700 мг/дм³, йода - 10 мг/дм³ вскрыты скважинами на глубинах 1300-2100 м. Благодаря наличию терапевтически активных компонентов (йод, бром и сероводород) они могут применяться как лечебные. Рассолы и рапа на территории округа в настоящий момент не востребованы промышленностью.

Лицензирование, проведение конкурсов и аукционов с целью привлечения инвестиций, является одной из основных задач, решение которой позволит ввести в эксплуатацию и ускорить промышленную разработку месторождений округа. Первоочередными объектами для лицензирования являются разведанные Романшорское и Тукачевское месторождения нефти, а также подготовленные к бурению структуры на Иньвенской площади. Потенциальные объекты лицензирования связаны с перспективными участками развития площадей песков и ПГС, подземных вод и благородных металлов.

Библиографический список

1. Михайлов В.А. Перспективы и основные аспекты освоения Вилюйской металлоносной провинции // Природные и техногенные россыпи и месторождения кор выветривания на рубеже тысячелетий. XII Междунар. совещание по геологии россыпей и кор выветривания. М., 2000. С. 238-239.

2. Наумов В.А., Голдырев В.В., Наумова О.Б., Новых А.В., Пушкин С.А., Синкин В.А. Золотоносность мезо-кайнозоя Верхнекамской впадины // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении: Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. Пермь, 2001. С. 127 – 129.

3. Макеев А.Б., Голдырев В.В., Илалтдинов И.Я., Наумов В.А., Осовецкий Б.М., Филиппов В.Н. Благороднометальная минерализация осадочных пород КПАО // Южные районы республики Коми: геология, минеральные ресурсы, проблемы освоения.: Мат-лы третьей Всерос. науч. конф. Сыктывкар: Геопринт, 2002. С. 178-182.

Б.В. Перевозчиков¹, О.В. Ситчихин²
¹КамНИИКИГС, ²Пермский университет

**СРЕДНТЕМПЕРАТУРНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ ХРОМИТОВЫХ
РУД ГЛИНОЗЕМИСТОГО МАГНЕЗИАЛЬНОГО ТИПА
(НА ПРИМЕРЕ ВОЙКАРО-СЫНЬИНСКОГО МАССИВА
НА ПОЛЯРНОМ УРАЛЕ)**

Войкаро-Сыньинский гипербазитовый массив, один из крупнейших в мире, расположен в зоне Главного Уральского разлома и слагает нижнюю, мантийную часть палеозойских офиолитовых комплексов, надвинутых с востока на край Восточно-Европейской платформы [5]. Хромитовые руды глиноземистого магнезиального типа пространственно локализованы в гарцбургитовом комплексе, с гипербазитами которого связаны петрогенетически. Если учесть, что гарцбургитовый комплекс занимает около 70% площади Войкаро-Сыньинского массива, то ясна доминирующая роль данного типа хромитового оруденения. Рудами глиноземистого типа сложены 32 рудопроявления (Лекхойлинское, Лекхойлинское Западное, Левопайерское, Лагортинское, Кершорское, Морковкинское, Бурхойлинское, Северо-Лаптапайское, 3076А, 48, 52, 55, 118 и др.) и большое число пунктов минерализации [4].

По условиям локализации, морфологии и характеру контактов рудных тел, текстурно-структурным особенностям и густоте вкрапленности хромитовых руд выделены два класса хромитового оруденения глиноземистого магнезиального типа: бедных, редко-, убоговкрапленных, руд в дунитовых телах (сегрегационный вкрапленный тип хромитового оруденения); богатых, густовкрапленных и сплошных, руд в проницаемых зонах среди гарцбургитов (инъекционный тип).

В гипербазитовых массивах Полярного Урала интенсивно проявился многоэтапный коровый метаморфизм, отражающий историю их выдвигения в современное залегание и отличающий их от других гипербазитовых массивов Урала [1, 6]. В процессе перемещения в земной коре Войкаро-Сыньинский массив был расколот на тектонические блоки, в граничных частях которых широко проявились интенсивное расланцевание и метаморфизм. Детальное изучение равновесных минеральных ассоциаций метаморфических пород на массиве было выполнено И.С. Чашухиным, В.Ю. Алимовым и А.Б. Макеевым. В процессе корового метаморфизма сформировался следующий регрессивный ряд равновесных минеральных ассоциаций:

1) оливин + тальк + тремолит + хромистый клинохлор + магнетит

- (оталькованные гарцбургиты);
- 2) оливин + тремолит + (талк) + хромистый пеннин + магнетит (тремолитизированные гарцбургиты);
 - 3) оливин + антигорит + тремолит + магнетит (войкариты с массивной текстурой);
 - 4) оливин + антигорит + диопсид + магнетит (оливин-антигоритовые или войкаритовые сланцы);
 - 5) антигорит + гидродиопсид + (брусит) + пеннин + магнетит (брусит-антигоритовые серпентиниты);
 - 6) антигорит + пеннин + магнетит (антигоритовые серпентиниты);
 - 7) лизардит + магнетит (лизардитовые серпентиниты).

Первые две ассоциации сформировались в условиях эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма при отсутствии или слабо проявленном рассланцевании. Образование третьей и четвертой ассоциаций происходило в условиях, промежуточных от эпидот-амфиболитовой к зеленосланцевой фации. Четвертую ассоциацию от третьей отличает интенсивное проявление процессов рассланцевания. Метаморфизм ранних этапов, завершившийся формированием первых четырех ассоциаций, рассматривается нами как среднетемпературный. Последние три ассоциации сформировались в широком диапазоне низкотемпературного метаморфизма зеленосланцевой фации.

Коровый метаморфизм разных этапов оказывает неодинаковое воздействие на хромшпинелиды. В преобладающей части гипербазитовых массивов Среднего и Южного Урала развит низкотемпературный метаморфизм, который давно изучается [2, 6, 7] и выражается в замещении с краев зерен хромшпинелидов хроммагнетитовой и магнетитовой каймами. При полном замещении зерен хромшпинелидов образуется магнетит-хлоритовый агрегат.

Среднетемпературный метаморфизм аксессуарных и рудных хромшпинелидов в основном был изучен в гипербазитовых массивах Полярного Урала [3, 6]. Метаморфические процессы первого этапа (первые две ассоциации) с их ясно выраженной незавершенностью характеризуются развитием в краевых частях зерен хромшпинелидов каймы хроммагнетита. Наиболее интенсивно изменяются хромшпинелиды при формировании войкаритов и войкаритовых сланцев. Особенностью метаморфизма является полная перекристаллизация зерен хромшпинелидов. В краевых частях хромшпинелиды замещаются каймой хроммагнетита, а в центральных частях зерен первичные алюмохромиты в результате уменьшения массовой доли алюминия и магния и увеличения железа, а также, в меньшей степени, хрома переходят в субферриалюмохромиты, ферриалюмохромиты достаточно равномерного строения в результате перекристаллизации. При этом следует отметить, что

метаморфические изменения акцессорных и рудных хромшпинелидов имели сходный характер. Отличительные особенности метаморфизма рудных хромшпинелидов обусловлены кинетическим фактором. Этот фактор выражается в сокращении интенсивности и степени завершенности метаморфических процессов при увеличении густоты вкрапленности хромитовых руд и размеров рудных тел. Наиболее подвижными компонентами при метаморфизме являлись Mg и Al, которые выносились из хромшпинелидов и концентрировались в хлорите, антигорите и тремолите. Малоподвижным компонентом являлся хром, который в основном сохранялся в зернах хромшпинелидов. Как было показано нами ранее [3], наиболее инертными являлись элементы группы железа – Fe, Mn, Ti, из которых наибольшее практическое значение имеет железо. Благодаря выносу в процессе метаморфизма из хромшпинелидов Mg и Al в них происходило пропорциональное увеличение содержания инертных компонентов, а также хрома. Таким образом, размер увеличения содержания железа (FeO') может служить критерием степени метаморфического преобразования хромшпинелидов.

В настоящей работе проявление среднетемпературного метаморфизма глиноземистых руд рассматривается на примере наиболее типичных и детально изученных рудопроявлений – Легопайерское, Лагортинское, Леххойлинское, Леххойлинское Западное и Кершорское.

Рудопроявление Легопайерское расположено в северной части массива, в средней части крупной хромитоносной зоны. Рудопроявление находится в поле войкаритизированных гарцбургитов и включает 6 рудных тел линзовидной формы длиной 30-105 м, мощностью от 1 до 12 м. Хромитовые руды по густоте вкрапленности хромшпинелидов изменяются от редковкрапленных до сплошных при преобладании богатовкрапленных разностей [4]. Рудные хромшпинелиды глиноземистые и характеризуются значительной изменчивостью состава первичных неметаморфизованных разностей (мас.%): Cr₂O₃ 35-45; Al₂O₃ 21-29; MgO 14-18. Именно эти особенности объясняют широкий разброс значений компонентов при метаморфических преобразованиях, как это видно на диаграмме зависимости содержания Cr₂O₃, Al₂O₃ и MgO от содержания FeO' (рис. 1).

Степень метаморфизма хромитовых руд изменяется в широком диапазоне – от почти неметаморфизованных до интенсивно метаморфизованных с содержанием FeO' до 37 мас.%. Степень метаморфизма зависит от размеров рудных тел и густоты вкрапленности руд: богатовкрапленные руды в мощных телах метаморфизованы слабо, а бедновкрапленные руды и руды маломощных тел – более интенсивно.

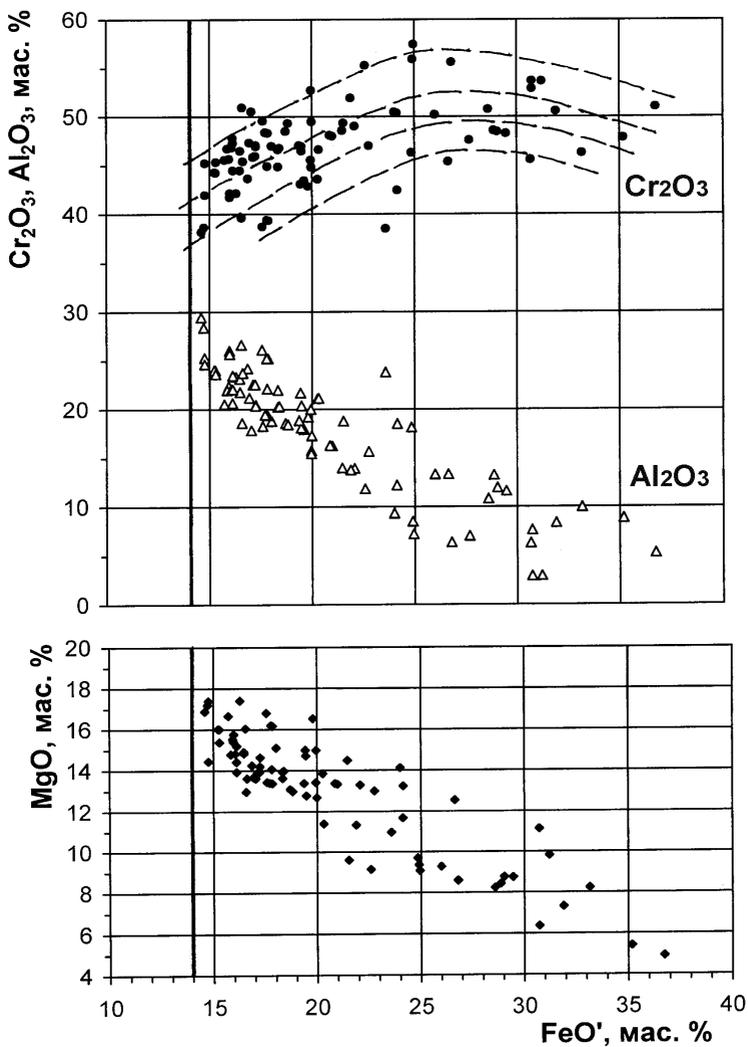


Рис. 1. Диаграмма зависимости содержания Cr_2O_3 , Al_2O_3 и MgO от содержания FeO' в рудных хромшпинелидах рудопроявления Легопайерское: жирная линия – граница неметаморфизованных (слева) и метаморфизованных хромшпинелидов; пунктирные линии разделяют ряды метаморфизованных хромшпинелидов с различной первичной хромистостью

На рис. 1 видно, что MgO и FeO' связаны между собой четкой обратной зависимостью. В такой же, но более сложной зависимости находятся Cr_2O_3 и Al_2O_3 . При начальных стадиях метаморфизма, при увеличении содержания FeO' в хромшпинелидах до 25 мас.%, содержание Cr_2O_3 достаточно быстро возрастает, а затем начинает полого понижаться. Содержание Al_2O_3 с ростом метаморфических преобразований вначале достаточно резко снижается на 15-17 мас.%, затем снижение содержания глинозема замедляется. Содержание Cr_2O_3 в рудных хромшпинелидах в процессе метаморфизма возрастает с 35-45 мас.% до 45-57 мас.%, т.е. до уровня высокохромистых руд. Такое увеличение содержания окиси хрома при метаморфизме возможно благодаря высокому первоначальному содержанию в рудных хромшпинелидах глинозема (до 30 и более мас.%) и его интенсивному выносу, вплоть до первых процентов.

Рудопроявление Лагортинское расположено в восточной части массива, в 27 км южнее рудопроявления Левопайерское. Залегает среди гарцбургитов, насыщенных выделениями дунитов жилородной неправильной формы, в зоне войкаритизации и рассланцевания. В его состав входит серия сближенных уплощенно-линзовидных рудных тел длиной 60-320 м, мощностью от 0,3 до 4,1 м, вытянутых вдоль хромитоносной зоны. Хромитовые руды по густоте вкрапленности варьируют от убоговкрапленных до сплошных при преобладающем развитии редко-, средневкрапленных. В пределах рудопроявления метаморфизмом охвачены все рудные тела, поэтому здесь практически не сохранились неметаморфизованные разности хромшпинелидов (рис. 2). Тем не менее, по трендам размещения анализов метаморфизованных хромшпинелидов можно говорить об их более низкохромистом и более глиноземистом первичном составе в отличие от рудопроявления Левопайерское. Неметаморфизованные разности хромшпинелидов содержали примерно 30-37 мас.% Cr_2O_3 , 32-37 мас.% Al_2O_3 . В отличие от рудопроявления Левопайерское метаморфизм был менее интенсивным, максимальное содержание FeO' в метаморфизованных хромшпинелидах составляет только 26,3 мас.%. В остальном черты метаморфизма хромитовых руд рудопроявления Лагортинское аналогичны вышеописанному рудопроявлению.

Рудопроявления Лекхойлинское и Лекхойлинское Западное расположены в 6 км к северу от рудопроявления Левопайерское, в одной с ним крупной хромитоносной зоне.

Рудопроявление Лекхойлинское является крупнейшим на Урале среди рудных объектов хромитовых руд глиноземистого типа. Оно залегает в зоне гарцбургитов с жилородными выделениями дунитов в количестве до 10-30% и мелкими телами дунитов линзовидной формы,

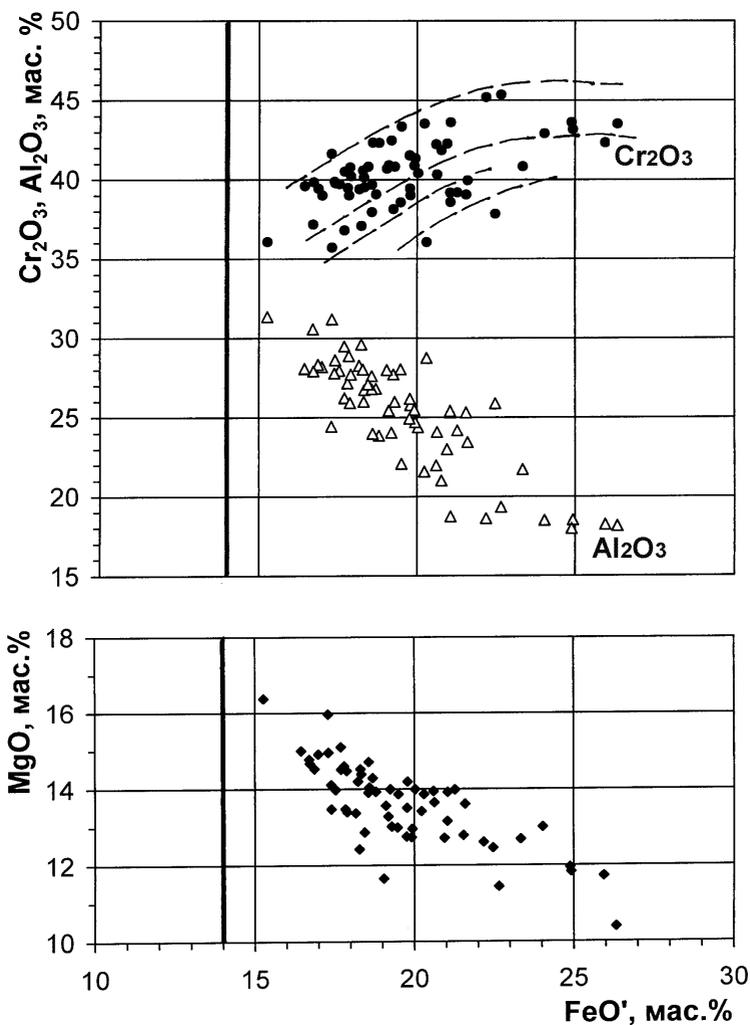


Рис. 2. Диаграмма зависимости содержания Cr_2O_3 , Al_2O_3 и MgO от содержания FeO' в рудных хромшпинелидах рудопроявления Лагортинское: жирная линия – граница неметаморфизованных (слева) и метаморфизованных хромшпинелидов; пунктирные линии разделяют ряды метаморфизованных хромшпинелидов с различной первичной хромистостью

в пределах наложенной зоны войкаритизации. Рудопроявление представлено группой кулисообразно расположенных субпараллельных рудных тел линзовидной, уплощенно-линзовидной формы, из которых самым крупным является тело 206 мощностью до 31,6 м и протяженностью до 300 м. Хромитовые руды преимущественно густовкрапленные с линзами сплошных.

Рудопроявление Лекхойлинское Западное находится в 700 м западнее рудопроявления Лекхойлинское, расположено в апофизе крупного дунитового тела и представлено линзовидным телом 213 протяженностью до 500 м, мощностью до 39 м. В строении тела участвуют все типы руд по густоте вкрапленности при преобладании убого-, редковкрапленных.

Руды двух рудопроявлений существенно отличаются по хромистости первичных хромшпинелидов. Богатовкрапленные руды рудного тела 206 являются низкохромистыми глиноземистыми, а бедновкрапленные руды рудного тела 213, залегающего в дунитах, – среднехромистыми (рис. 3). Степень метаморфизма рудных тел невысокая, тем не менее богатовкрапленные руды метаморфизованы менее интенсивно, чем бедновкрапленные руды. При метаморфизме бедновкрапленных руд характер выноса магния аналогичен таковому при метаморфизме руд рудопроявлений Легопайерское и Лагортинское. Значительно слабее изменяется при метаморфизме этих руд содержание Cr_2O_3 и Al_2O_3 . Основной причиной слабого снижения содержания Al_2O_3 при метаморфизме является его изначально низкое содержание в хромшпинелидах (не более 20 мас.%). В связи со слабым выносом глинозема соответственно незначительно увеличивается при метаморфизме и содержание окиси хрома.

Рудопроявление Кершорское расположено в центральной части массива, в 17 км южнее рудопроявления Лагортинское.

Своеобразием геологической позиции рудопроявления является его приуроченность к крутосклоняющейся столбообразной хромитоносной зоне, представленной на поверхности овалом 1000×500 м. В пределах зоны гарцбургиты содержат сложные жилоподобные выделения дунитов в количестве до 10% и выше. В состав рудопроявления входят 15 рудных тел столбообразной, неправильной, коротко-линзовидной формы. Длина рудных тел 1-45 м, мощность – от 0,4 до 30,8 м. Хромитовые руды по густоте вкрапленности представлены всеми разностями при преобладании богатовкрапленных руд.

Хромитовые руды рудопроявления метаморфизованы слабо, в нем сохранились руды с неметаморфизованными хромшпинелидами (рис. 4). Особенностью первичных рудных хромшпинелидов является широкий диапазон изменчивости по хромистости – от низкохромистых

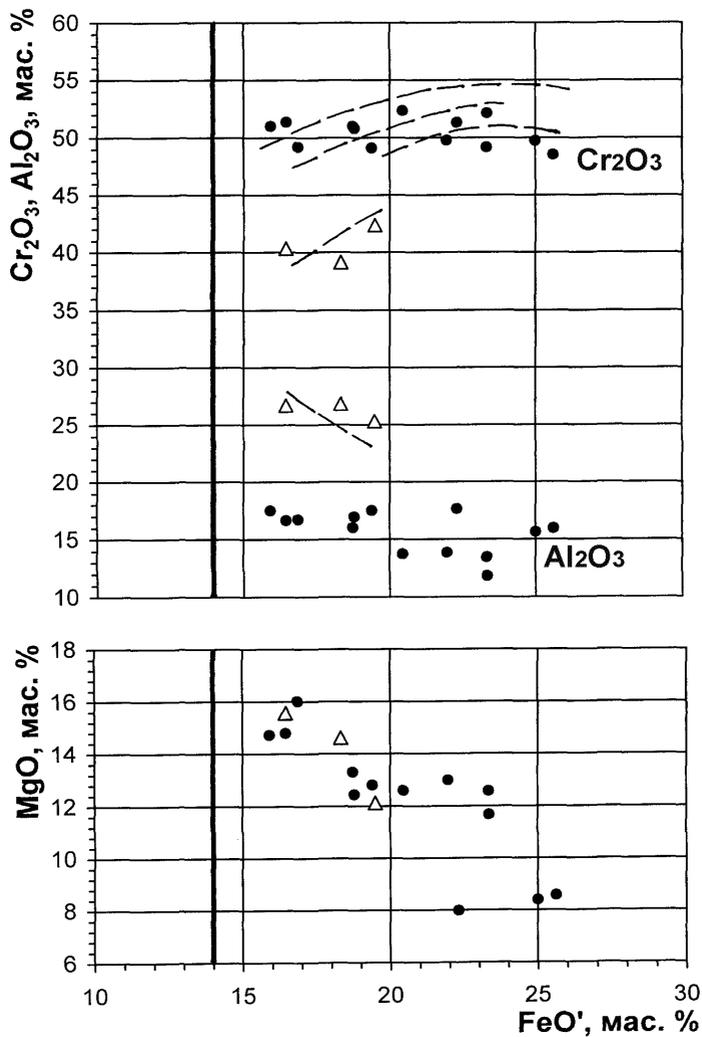


Рис. 3. Диаграмма зависимости содержания Cr_2O_3 , Al_2O_3 и MgO от содержания FeO' в рудных хромшпинелидах рудопроявлений Лекхойлинское (треугольники) и Лекхойлинское Западное (кружки): жирная линия – граница неметаморфизованных (слева) и метаморфизованных хромшпинелидов; пунктирные линии разделяют ряды метаморфизованных хромшпинелидов с различной первичной хромистостью

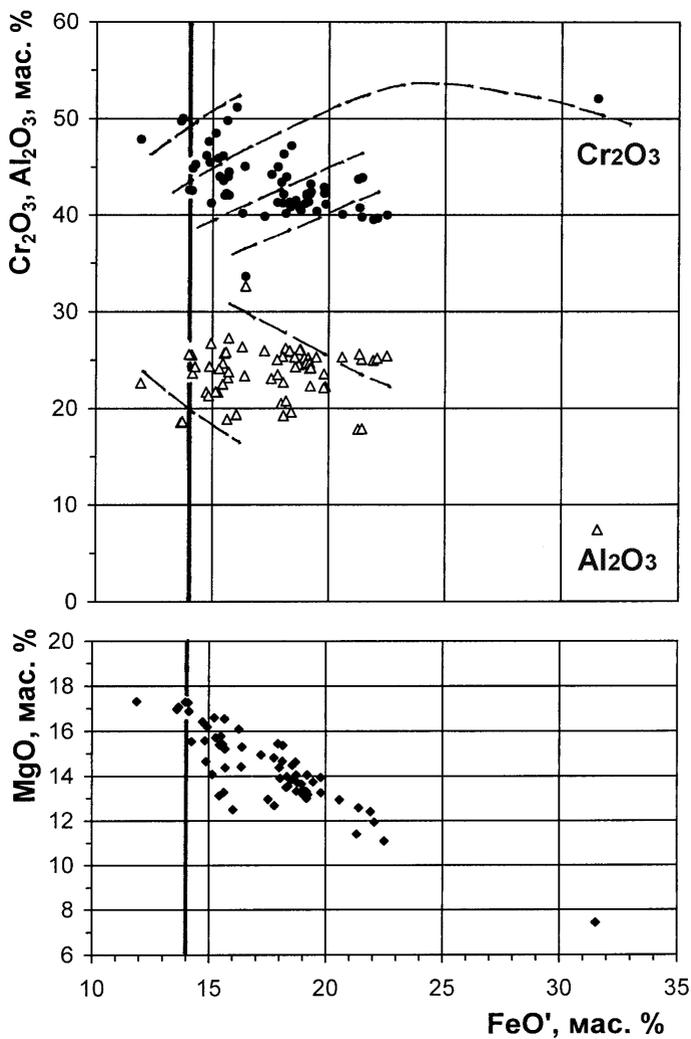


Рис. 4. Диаграмма зависимости содержания Cr_2O_3 , Al_2O_3 и MgO от содержания FeO' в рудных хромшпинелидах рудопроявления Кершорское: жирная линия – граница неметаморфизованных (слева) и метаморфизованных хромшпинелидов; пунктирные линии разделяют ряды метаморфизованных хромшпинелидов с различной первичной хромистостью

глиноземистых до среднехромистых (мас.%): Cr_2O_3 35-50; Al_2O_3 18-33. При общей слабой степени метаморфизма в локальных участках бедные руды метаморфизуются весьма интенсивно (до 31,5 мас.% FeO').

В результате наложенного метаморфизма происходит вынос магния, выражающийся в обратной связи между MgO и FeO' . В отличие от выше охарактеризованных рудопроявлений обратная зависимость между Cr_2O_3 и Al_2O_3 на данном рудопроявлении затушевывается. На первый взгляд, создается впечатление, что содержание Cr_2O_3 с увеличением степени метаморфизма не увеличивается, а уменьшается, а содержание Al_2O_3 , наоборот, не уменьшается, а увеличивается. Это кажущееся противоречие объясняется, в первую очередь, широким диапазоном изменчивости первичных хромшпинелидов по хромистости и слабой степенью метаморфических преобразований хромшпинелидов в целом. Фактическая изменчивость содержания Cr_2O_3 показана на диаграмме пунктирными линиями (рис. 4).

Приведенные данные по метаморфизму хромитовых руд глиноземистого типа позволяют сделать следующие выводы.

- ✓ В результате выноса из рудных хромшпинелидов магния и значительного количества алюминия (до 20-30 мас.% Al_2O_3) увеличивается их железистость и хромистость. Содержание Cr_2O_3 в метаморфизованных хромшпинелидах увеличивается на 10-12 мас.% и более и достигает уровня 53-57 мас.%, характерного для хромшпинелидов руд высокохромистого типа.
- ✓ Состав хромшпинелидов в гипербазитах и рудах является важнейшим типоморфным признаком для их отнесения к определенному формационному комплексу. Поэтому необходимо обязательно учитывать увеличение хромистости хромшпинелидов при метаморфизме для правильной диагностики пород и отнесения их к гарцбургитовому или дунит-гарцбургитовому комплексам.
- ✓ В результате выноса Mg и Al из хромшпинелидов и перехода их в силикатные минералы при метаморфизме происходило разубоживание хромитовых руд.
- ✓ Метаморфизованные глиноземистые руды с хромшпинелидами повышенной хромистости имеют очень низкое содержание вредных компонентов (S , Ca) и могут быть использованы в металлургии для получения феррохрома. Недостатком таких руд является высокая железистость, значительно увеличивающая их тугоплавкость.

Библиографический список

1. Добрецов Н.Л., Молдавцев Ю.Е., Казак А.П. и др. Петрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Западного Саяна) // Тр. Ин-та геол. и геофиз. Сиб. отд. АН СССР. Новосибирск: Наука, 1977. Вып. 368. 221 с.

2. *Кашин С.А.* Метаморфизм хромшпинелидов в хромитовых месторождениях Верблюжьих гор (на Южном Урале) // Хромиты СССР. Т.1. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1937. С. 251-338.

3. *Первозчиков Б.В.* Влияние метаморфизма на качество хромитовых руд // Геология Западного Урала на пороге XXI века: Мат-лы регион. науч. конф. Пермь/ Перм. ун-т, 1999. С. 76-80.

4. *Первозчиков Б.В., Булыкин Л.Д., Попов И.И. и др.* Реестр хромитопоявлений в альпинотипных ультрабазитах Урала. Пермь/ КамНИИКИГС, 2000. 474 с.

5. *Савельев А.А., Савельева Г.Н.* Офиолиты Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал) // Геотектоника. 1977. № 6. С. 46-60.

6. Строение, эволюция и минерогения гипербазитового массива Рай-Из/ Под ред. В.Н. Пучкова и Д.С. Штейнберга. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. 228 с.

7. *Царицын Е.П.* К вопросу о метаморфизме аксессуарных хромшпинелидов в гипербазитах Восточного Оренбуржья // Геология и полезные ископаемые Урала. Свердловск, 1969. С. 94-97.

А.Ф. Хазов

Институт геологии КомиНЦ УрО РАН

ЗОЛОТОНОСНЫЕ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ НА ПРИПОЛЯРНОМ УРАЛЕ: ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Золотоносные коры выветривания в бассейне р. Кожим были открыты сравнительно недавно, в начале 1990-х гг. прошлого столетия в ходе поисковых работ на золото [2]. Исследуемые нами объекты расположены на водоразделах в верховьях рек Бол. Каталамбию, Мал. Каталамбию и Сана-Вож. Поверхности водоразделов представляют собой слабо и пологонаклонные площадки выравнивания в верховьях и на склонах бортов глубоко врезаемых речных долин. Абсолютные отметки высот на водоразделах – 750-1000 м, а на склонах бортов рек – 500-600 м, что в целом соответствует геоморфологическим параметрам, характерным для рудоносных кор выветривания [3].

Коры выветривания в основном приурочены к эрозионно-тектоническим депрессиям, ограниченным устойчивыми к выветриванию останцами позднепротерозойских аповулканогенных и ордовикских псаммитовых пород (рис. 1). В региональном структурном плане район развития гипергенных образований лежит в пределах северо-западного крыла Санаизской антиклинали, которое в свою очередь осложнено складчатостью более высокого порядка и серией субпараллельных разрывов северо-восточного простирания (рис. 2) Падение сместителей разрывов – на северо-запад под углом 60-70°. Генеральное



Рис. 1. Эрозионно-тектоническая депрессия, контролирующая пространственное расположение золотоносных кор выветривания на водоразделе рек Бол. и Мал. Каталамбию и Сана-Вож

простираение горных пород в районе – северо-восточное, падение – к северо-западу под углом 35-60°.

Непосредственным субстратом для кор выветривания служат карбонатно-терригенные породы мороинской свиты верхнего рифея (R_3mr), широко распространенные в изучаемом районе. Свита расчленена на две толщи. Нижняя толща "а" в основном сложена серыми сланцами серицит-альбит-кварцевого состава. В виде частых прослоев и линз в ней наблюдаются известковые сланцы и мраморизованные карбонатолиты известково-доломитового состава. В резко подчиненной роли выступают аповулканогенные зеленовато-серые серицит-хлорит-альбит-кварцевые сланцы и редкие прослои измененных риолитов. Переход к нижележащей сланцево-кварцевой толще среднего рифея – неконтрастный. Верхняя толща "б" представлена филлитовидными хлорит-серицит-альбит-кварцевыми сланцами, иногда карбонатсодержащими. В небольшом количестве встречаются прослои аповулканогенных сланцев основного состава. Во многих разрезах среди сланцев наблюдаются довольно мощные линзовидные тела мраморизованных доломитов. В целом карбонатность верхней толщи заметно выше, чем нижней. Общая мощность отложений мороинской свиты составляет 1100-1500 м. Для мороинской свиты характерны часто фиксирующиеся признаки гидротермальной переработки [5]. Последняя выражается в развитии на некоторых участках лиственизации, прожилково-штокверкового окварцевания и пиритизации. Один из таких участков в верховьях р. Бол. Каталамбию выделяется геологами в статусе золото-сульфидно-кварцевого рудопроявления. Гидротермальное и гидротермально-метасоматическое преобразование пород мороинской свиты выражено в осветлении, серитизации, окварцевании и минерализации.

Строение профилей золотоносной коры выветривания исследовались нами в горных выработках и по керну скважин на трех смежных участках: Каталамбинском, Нижнекаталамбинском и Ворапендишорском [6, 7, 8, 9]. Наиболее изученными к настоящему времени являются коры выветривания Каталамбинского участка. С поверхности кора выветривания представлена рыхлыми продуктами дезинтеграции и гипергенного разложения сланцев и кварцитов мороинской свиты. Латеральная протяженность коры достигает 2 км, ширина – 0,5 км. Вертикальная мощность гипергенных пород достигает 250 м. Литологический состав определяется пестроцветными суглинками, супесями, дресвой и обломками в различной степени выветрелых и затронутых гидрооксидным ожелезнением сланцев, кварцитов и сульфидно-кварцевых жил и прожилков.

Гранулометрический анализ исследуемых гипергенных пород выявил преобладание алевропелитовой и гравелитовой фракций. При

этом псаммитовая фракция присутствует в незначительном количестве. Распределение алевропелитовой и гравелитовой фракций связано обратной пропорциональной зависимостью (рис. 3). Нам представляется, что такое распределение гранулометрических фракций – резкий, контрастный переход от гравия к алевропелитам – свидетельствует об образовании исследуемых пород в условиях физико-химического разложения «in situ» материнских пород, а не в условиях осадочной дифференциации, где осуществляется последовательная смена фракций, например: гравий → пески → алевриты → глины. К аналогичному выводу в отношении дочетвертичных отложений Печорского Урала пришел и Б.И. Гуслицер [1].

По своему минеральному составу алевропелитовая и песчаная фракции также заметно различаются. В первой значительно увеличивается доля слоистых алюмосиликатов (мусковит, каолинит, хлорит), пропорции между которыми довольно стабильны, а во второй на первое место выходит кварц. Также здесь был обнаружен гидрогетит.

В профиле коры выветривания была выявлена мало контрастная минералогическая зональность, обусловленная неравномерным распределением хлорита, серицита и каолинита, которую можно представить как последовательную смену хлорит-серицитового парагенезиса каолинит-серицитовым и далее гидрогетит-каолинит-серицитовым в направлении от цоколя материнских пород к покровным суглинкам (рис. 4). При этом содержание каолинита в гипергенных породах устойчиво возрастает в направлении снизу вверх, т.е. от относительно менее зрелых продуктов гипергенеза к более зрелым.

Химический анализ показал, что при образовании кор выветривания породы мороинской свиты претерпели значительное модифицирование, обусловленное в основном выщелачиванием. И хотя в составе гипергенных пород повышается относительное содержание компонентов-гидролизатов, убедительные признаки существенного гидролитического разложения материнских субстратов нами не установлены. Анализ концентрации и характера распределения элементов-примесей в гипергенных породах также свидетельствует о малой гипергенной зрелости последних: содержание малых элементов мало изменяется при переходе от свежих сланцев к гипергенным суглинкам.

Таким образом, по своему составу и строению исследуемые коры выветривания являются сугубо глинистыми и в целом не могут быть определены как «химические», т.е. латеритные. Об этом свидетельствует низкая степень гидролитического разложения материнских пород, отражающаяся в гранулометрическом и минеральном составе продуктов гипергенеза.

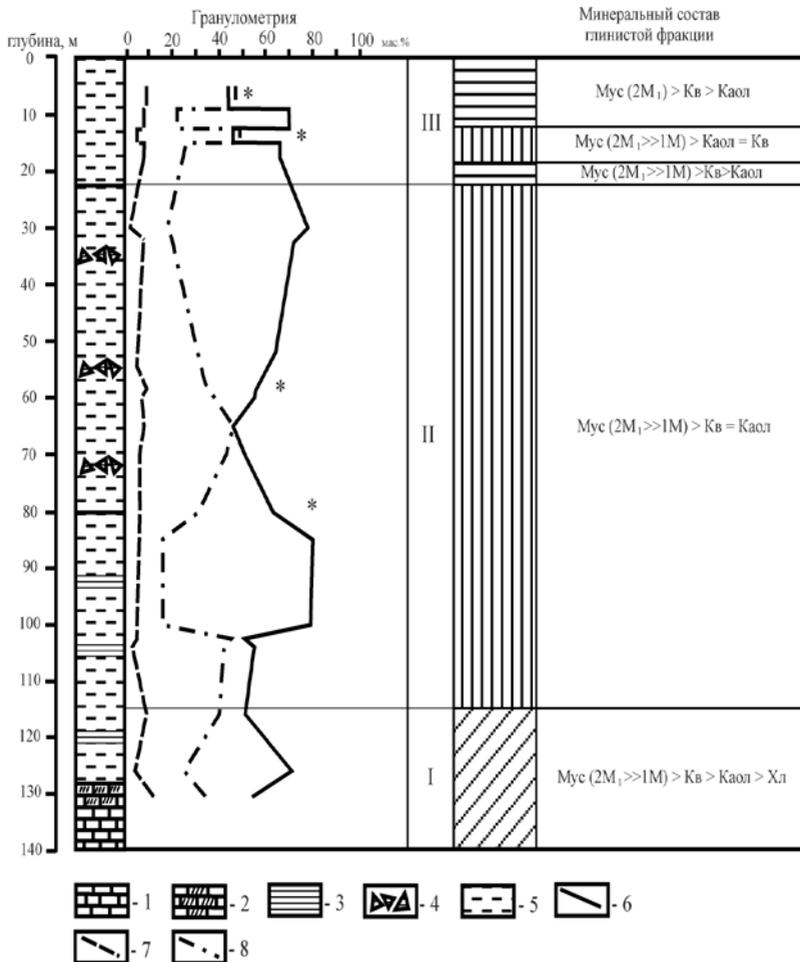


Рис. 4. Литологический состав и гранулометрия профиля золотоносной коры выветривания (скважина Р-59). Горные породы: 1 – известняки неизмененные; 2 – известняки выщелоченные; 3 – сланцы; 4 – дресва и щебень сланцев; 5 – суглинки. Гранулометрические фракции: 6 – алевропелитовая (-0.5 мм); 7 – псаммитовая (+0.5-1. мм); 8 – гравелитовая (+1 мм); 9 – кривая магнитной восприимчивости. Минералогические зоны профиля выветривания: I – хлорит-серицитовая; II – каолинит-серицитовая; III – гидрогетит-каолинит-серицитовая. Звездочкой показаны точки с зафиксированной золотоносностью

Библиографический список

1. *Гуслицер Б.И.* Дочетвертичные отложения высоких речных террас и пещер бассейна верхней Печоры // Бюллетень МОИП. Отд. геологии. 1962. Т. 37. № 4. С. 52-60.
2. *Ладыгин А.И., Петухов В.Г.* Золотоносные коры химического выветривания россомахинской рудной зоны (Приполярный Урал) // Золото, платина и алмазы Республики Коми и сопредельных регионов. Сыктывкар: Геопринт, 1998. С 67-68.
3. *Михайлов Б.М.* Рудоносные коры выветривания. Л.: Недра, 1986. 329 с.
4. Риндзюнская Н.М., Полякова Т. П., Ладыгин А. И. Золотоносные коры выветривания Приполярного Урала // Руды и металлы. 1996. № 4. С. 38-45.
5. *Кузнецов С. К., Тарбаев М.Б., Юхтанов П.П.* Основные этапы и пространственные закономерности гидротермального минералообразования на Приполярном Урале // Геология и минерагения Северо-Востока Европейской платформы и Севера Урала. Сыктывкар: Геопринт, 1996. С. 88-89.
6. *Хазов А.Ф.* Геология района развития золотоносных кор выветривания на Приполярном Урале // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента. Сыктывкар, 2000. С. 157-159.
7. *Хазов А.Ф.* Кайнозойские золотоносные коры выветривания на Приполярном Урале // Геология и геоэкология Фенноскандии, Северо-Запада и Центра России. Петрозаводск. 2000. С. 96-98.
8. *Хазов А.Ф.* Литологический состав и строение профиля золотоносной коры выветривания на Приполярном Урале // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента. Сыктывкар, 1999. С. 197-200.
9. *Хазов А.Ф.* Магнитная восприимчивость как возможный критерий золотоносности профиля коры выветривания // Проблемы геологии и освоения недр: Тр. IV Междунар. симпозиума им. акад. М.А. Усова. Томск, 2000. С.129-130.

А.А. Болотов

г. Пермь

ЖЕЛЕЗОМАРГАНЦЕВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗАПАДНОГО СКЛОНА УРАЛА В ПРЕДЕЛАХ ПЕРМСКОЙ ОБЛАСТИ

В связи с потерей Россией основных осадочных месторождений марганцевых руд Чиатурского (в Закавказье), Никопольского (на Украине), марганцевых шляп многих месторождений Центрального Казахстана возникла острая проблема в ревизии и переоценке Уральских месторождений марганцевых руд на обоих склонах Урала. Наиболее хорошо изученные и частично отработанные третичные месторождения марганцевых руд на восточном склоне Северного Урала (Тынвинское, Лозьвинское, Полуночное, Березовское, Ивдельское, Денежкинское,

Северо-Самское, Масловское, Марсятское и др.) еще могут поставлять марганцевые руды для выплавки ферромарганца и для подшихтовки железных руд при выплавке чугунов.

На железомарганцевые месторождения на Западном склоне Северного и Среднего Урала в пределах Пермской области до сих пор не обращают внимание геологические организации, пока еще способные проводить поисково-оценочные работы. Намечается полоса месторождений и проявлений железомарганцевых руд начиная от верховьев р. Вишеры (Верхне- и Нижне-Чувальские рудники) до пос. Бисер Горнозаводского р-на Пермской обл. К настоящему времени наиболее полно изучены Чувальские рудники. Нижне-чувальский рудник находится в 22 км от пос. Велс и в 2 км на восток от р. Вишеры (60°53' сев широты и 58°57' вост. долготы) на пологом склоне горы Чувал. Верхне-Чувальский рудник отстоит в 7-8 км на северо-запад от Нижне-Чувальского рудного поля и в 270 м от р. Вишеры.

В дореволюционное время в рассматриваемом районе производилось довольно много частно-старательских поисков железных и медных руд, золота, преимущественно с заявочными целями («столбопромышленность»). С 1898 г. эксплуатировались Чувальские месторождения. Для выплавки чугуна в период 1899-1906 гг. здесь был построен Велсовский завод Волжско-Вишерским горным и металлургическим акционерным обществом с двумя домнами с общей выплавкой чугуна (1906 г.) 5 тыс. т, в 1907 г. – 12 тыс. т и в 1908 г. – 8,81 тыс. т.

Систематическое изучение чувальских руд началось только с 1928 г. Общегеологическое обследование проводили геологи А. Аверин и К. Вейнберг Главного геологоразведочного управления и картирования производили. Разведку железорудных месторождений в 1929-1930 гг. осуществлял Уральский институт прикладной минералогии. Помимо шурфов, канав и расчисток применялись геофизические методы разведок и глубокое алмазное бурение (К.Е. Кожевников). Запасы железных руд в млн т:

	В	C+C ₂	В+C+C ₂
Верхне-Чувальское	0,26	0,31	0,57
Нижне-Чувальское	0,2	-	0,2

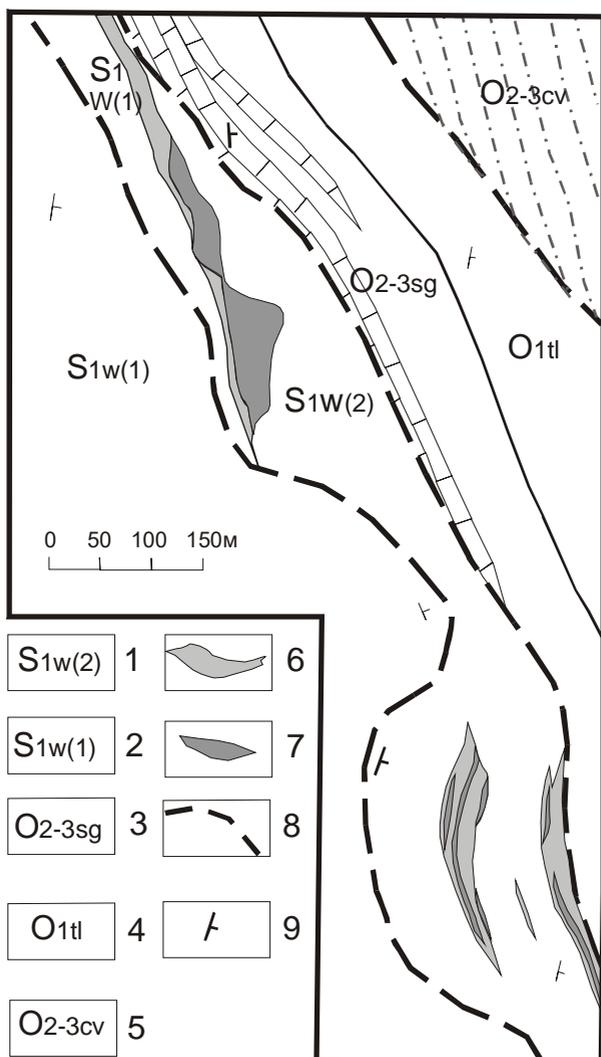
В 1940-1941 гг. здесь проведена геологическая съемка масштаба 1:50000 (Н.А. Никольский). В геологическом отношении район Чувальских месторождений представляет собой восточное крыло Вишерской синклинали вблизи ее северного замыкания. В ядре синклинали по р. Вишере залегают известняки венлокского яруса силурийской системы. Ко второй толще венлокского яруса приурочены железомарганцевые руды. Район месторождения осложнен рядом надвиговых структур,

главные из которых – Таборский и Курыксарский надвиги. В результате чего на более молодые осадки силура надвинуты темно-серые глинисто-известковые сланцы и известняки щугорской свиты, известковистые песчаники и кварцевые конгломераты тельпосской свиты ордовика. Через Курыксарский надвиг в непосредственный контакт с вышеперечисленными карбонатами приходят в соприкосновение измененные основные эффузивы чувальской свиты среднего и верхнего ордовика (O_{2-3cv}).

Зона распространения кварцевых метасоматитов с гематито-магнетитовой и пиритовой минерализацией прослежена по простиранию от пос. Приисковая до верховьев р. Ивановки и устья р. Курыксарки. Ширина полосы – от 300 до 500 м. На севере направление полосы кварцевых рудоносных метасоматитов изменяется последовательно с меридионального на западное и юго-западное.

В пределах Нижне-Чувальского месторождения (рисунок) выделено две залежи (южная и северная) чечевицеобразной формы северо-западного и меридионального направлений, расположенные в 650 м друг от друга. Падение восточное – под углом 35° и 60° . Мощность рудной толщи от 0,7 до 6,13 м. Непосредственно за пластами железной руды обнаружены пласты марганцевых руд (псиломелан, пиролюзит и др. марганцевые минералы) мощностью 1-3 м. Железомарганцевые руды содержат Fe_2O_3 40,9-73,2% (Fe от 38 до 64%), FeO – от 4 до 16%, серы – от следов до 0,1%, фосфора – от 0,02 до 0,1%, MnO – от 0,3 до 4,5%, Al_2O_3 – от следов до 2%. Чистые марганцевые руды (псиломелан-вад) в пределах Нижне-Чувальского месторождения содержат марганца до 55%, Верхне-Чувальского месторождения – до 50%. По другим данным Рыбалко Т.Н. (1964) запасы месторождения по железу оцениваются в 1405 тыс. т. По протолочкам в руде отмечены сфалерит, галенит, халькопирит и пирит. Пробирные анализы показывают содержание золота 0,15-0,6 г/т, единичные пробы по протолочкам – до 2,5 г/т (И.И. Галахов). Марганцевые руды содержат магнетит, гематит, гидротетит, гидрогематит, псиломелан-вад, пиролюзит, марганцевый сидерит. Мощность пласта марганцевых руд 1-3 м.

В пределах Верхне-Чувальского месторождения рудный пласт, собранный в мелкие складки, сохранился лишь в синклиналиях в виде четырех полос длиной от 180 до 650 м, шириной 50-100 м. Мощность пласта – от 0,7 до 2,3 м. Количество магнетита и гематита в рудной массе составляет от 20 до 80%. Химический состав руды: SiO_2 – от 35,36 до 43,33; Fe_2O_3 – от 39,77 до 48,6; MnO – от 0,94 до 4,47; V_2O_5 – от 0,27; серы – от 0,03 до 0,07; фосфора – от 0,02 до 0,06; железа – от 34,01 до 43,73%. Запасы руд по состоянию на 1.01.1945 г. составляют по категории C_1 – 560 тыс. тонн.



Геологическая карта Нижне-Чувальского железомарганцевого месторождения (по Б.Д. Аблизину и др.1969, с упрощением): 1– нерасчлененные венлокские отложения второй толщи; 2– углисто-глинистые, углисто-кремнистые, карбонатные сланцы и доломиты венлока, первая толща; 3– глинисто-известковые сланцы и известняки шугорской свиты; 4– известковистые песчаники тельпосской свиты; 5– хлорит-серицит-альбит-кварцевые сланцы и кварцитопесчаники чувальской свиты; 6– кремнистые метасоматические породы; 7– гематито-магнетитовые руды; 8– надвиги; 9– элементы залегания

Железные руды Нижне-Чувальского месторождения по данным Т.Н. Рыбалко состоят из гематита, магнетита и кварца. Химический состав руды: SiO_2 – от 6,28 до 36,44; Fe_2O_3 – от 51,86 до 84,03; MnO – от 0,31 до 1,34; V_2O_5 – от 0,1 до 0,66; серы – до 0,01; фосфора – от 0,04 до 0,08; железа – от 40,90 до 69,39. Марганцевые руды имеют кусковатый и валунчатый характер и содержат железа от 7,73 до 16,3% и марганца – от 21,5 до 44,1%, запасы железных руд по состоянию на 1.01.1945 г. составляют по категории C_1 – 200 тыс. т (?). Запасы марганцевых руд по Нижне- и верхне-Чувальским месторождениям не определены. Открыты марганцевые руды в 1930 г. А.П. Богдановичем.

Позднее в 1966-1969 гг. лист 3-40-118-Б (Велс) был заснят Мойвинской ГСП (Б.Д. Аблизин). Основное направление общих поисков – выявление россыпей и коренных источников золота. Вслед за съемкой на золото были проведены работы в 1971-1973 гг. Кукуштанской ГПП (Б.Н. Леготкин). Восточнее Н.Чувальского месторождения была пробурена скв. №3.

Таким образом, площади Верхне- и Нижне-Чувальских месторождений неоднократно посещали геологические партии, однако не были обследованы смежные с Чувальскими рудниками Оборинский и Курьксарские железные рудники г. Клейста, медные рудники Волжско-Вишерского акционерного общества (Московский рудник и вновь отведенный рудник господина Терентьева Н.А. от 4 июня 1904 г.).

Южнее в сходных геологических обстановках размещены группы проявлений железомарганцевых руд по рекам Тыпылу и Кырье (Самотойкинское, железные рудники: Кырьинский и Успенский), марганцевые проявления в районе г. Колпаки, Березовское, Вавилонское, Михайловское, Кырминское в районе пос. Бисер, Клыктанское в районе пос. Серебрянка.

В целом западный склон Урала в пределах Пермской обл. с проявлениями железомарганцевых руд, несомненно, в ближайшее время должен быть вовлечен в орбиту промышленного освоения. Для поисковых работ в районе западного склона Урала имеются широкие возможности. Несмотря на значительный объем проведенных ранее работ геология района и месторождений железомарганцевых руд изучена слабо. Одной из причин этого является то, что в большинстве случаев работы проводились на одних и тех же месторождениях с целью обследования или разведки, а вопросам поисков марганца и общей геологии должного внимания не уделялось. Между тем даже при современной слабой изученности района выявляются некоторые закономерности оруденения и намечаются перспективные участки для поисковых работ железомар-

ганцевых руд: Вишерский, Тыпыльско-Кырынский и Бисерско-Промысловский.

Оруденение чувальского типа, подчиненное определенному горизонту венлокского яруса, зонам проницаемых разрывных нарушений (Таборский и Курыксарский) надвигов, связано с висячим блоком, сложенным измененными основными эффузивами чувальской свиты верхнего протерозоя.

За последние годы при проведении крупномасштабных геологосъемочных работ на водоразделе и западном склоне Северного Урала (от истоков р. Вишера до устья р. Велс) в ранее «немых» вулканогенно-осадочных толщах чувальской и частично мойвинской свит обнаружены остатки криноидей, цистоидей (Алексеев, Морозов и др., 1990), позволившие рассматривать их не в разрезе рифея (Б.Д. Аблизин и др., 1969), а в разрезе среднего и верхнего ордовика (O₂₋₃). В сходных условиях залегания с Чувальским месторождением железомарганцевых руд находится Парнокское месторождение марганца (Полярный Урал), открытое в 1987 г. при проведении геолого-поисковых работ. С 1998 г. на месторождении ведутся поисково-оценочные работы, сопровождаемые опытно-промышленной добычей, позволившей за короткий срок оценить объект с точки зрения вовлечения его в хозяйство России. Парнокское месторождение, как и Чувальские, тяготеет к чешуйчато-надвиговой зоне. Пласты марганцевых и железных руд в продуктивной толще группируются в несколько рудных залежей, которые субсогласно внутренней структуре Хайминского надвига почти моноклинально погружаются к юго-востоку под углами 30-50° от поверхности до глубины свыше 800 м. Каждая залежь состоит из нескольких переслаивающихся между собой линзовидных пластов марганцевых и железных руд мощностью от десятков сантиметров до 5,8 м, разделенных пропластками известняков. Первичные марганцевые руды представлены преимущественно карбонатными, карбонатно-силикатными разновидностями, а железистые характеризуются магнетитовым составом. Приповерхностная часть залежи (до 30-70 м по падению) сложена окисленными рудами (Шишигин И.А. и др., 1994). Таким образом, в пределах Чувальских рудников, возможно, наблюдаются марганцевые руды гипергенного происхождения, а первичные марганцевые руды карбонатного и карбонатно-силикатного состава остались за полем зрения исследователей.

Для Парнокского месторождения железомарганцевых руд отмечаются повышенные содержания свинца, цинка и бария. В скважине № 3 Кукуштанской ГПП изучены по разрезу две геохимические зоны с повышенными содержаниями бария, молибдена, свинца (цинка и серебра при незначительных концентрациях золота – до 0,2 г/т). Итак, первичные марганцевые карбонатные руды Нижне-Чувальского рудника

остались вне внимания исследователей, т.к. скв.№3 была задана, скорее всего, для изучения тектоники рудной зоны, на значительном удалении от ствола шахты №1 Капитальная. Рудная зона оказалась срезанной Таборским надвигом и перекрыта «немыми» карбонатными осадками шугорской свиты ордовика. Поэтому при ревизии Н.- Чувальских железомарганцевых руд необходимо обратить особое внимание на первичные карбонатные марганецсодержащие руды.

Однако ни запасы железных руд, ни точки, в которых они известны, не позволяют выяснить все возможности района (это лишь предварительная работа по детальному изучению всего района). Несомненно, в дальнейшем здесь будут обнаружены новые промышленные месторождения различных полезных ископаемых, в том числе и железомарганцевых руд.

**ПРОБЛЕМЫ
МИНЕРАЛОГИИ, ПЕТРОГРАФИИ
И ГЕОЛОГИИ АЛМАЗНЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ**



МОРФОЛОГИЯ АЛМАЗОВ ИЗ ЗОН ЭКСПЛОЗИВНОЙ ДЕЗИНТЕГРАЦИИ САМАРИНСКОГО ЛОГА (СРЕДНИЙ УРАЛ)

Целью работ, проводимых ПГГП «Горнозаводскгеология» в Самаринском Логу, являлось поисково-разведочное изучение алмазонасной россыпи. Горными работами было установлено, что мощность пролювиальных отложений невелика, а сам лог развивается по зонам линейной дезинтеграции среди франских известняков. В катаклазитах было выявлено незначительное количество обломков и более поздних жил, сложенных измененным пирокластическим материалом монтмориллонового состава. Строение вскрытых в настоящее время фрагментов плотика (рис. 1) и встречаемость в них ультраосновных, метаморфических, эксплозивных и гидротермальных минералов [1, 5] указывает на то, что участки развития катаклазированных пород представляют собой зоны эксплозивной дезинтеграции. Начатое опробование этих образований и продуктов их местного перемыва позволило извлечь первую партию кристаллов алмазом весом от 1 до 300 мг, характеристика которых приведена ниже.

Морфологические типы кристаллов

Для характеристики огранения кристаллов использовалась терминология А.А. Кухаренко [2], выделявшего на Урале плоскогранный октаэдр и кривогранные (октаэдроид и додекаэдроид) формы. В изученной партии кристаллы представлены морфологическими типами (рис. 2а,б), которые по соотношению гладкогранных и кривогранных поверхностей могут быть ранжированы в следующий ряд: 1 – «грубослоистый» октаэдроид с фрагментами октаэдрических граней; 2 – слабоштрихованный додекаэдроид с реликтами октаэдрических граней; 3 – гладкогранный изометричный додекаэдроид; 4 – гладкогранный уплощенный додекаэдроид. В этой последовательности при переходе от первых к последним происходит уменьшение шероховатости поверхности, постепенное «замещение» плоских граней выпуклыми октаэдроидными (или псевдо-гексаоктаэдрическими), а затем додекаэдроидными (псевдо-тетрагексаэдрическими). Кроме того, изометрическая форма, характерная для кубического минерала, сменяется на уплощенную. Выполненная статистическая обработка для большей совокупности кристаллов показала, что в месторождениях Красновишерского района в этом же направлении происходит уменьшение среднего веса алмазов [4].

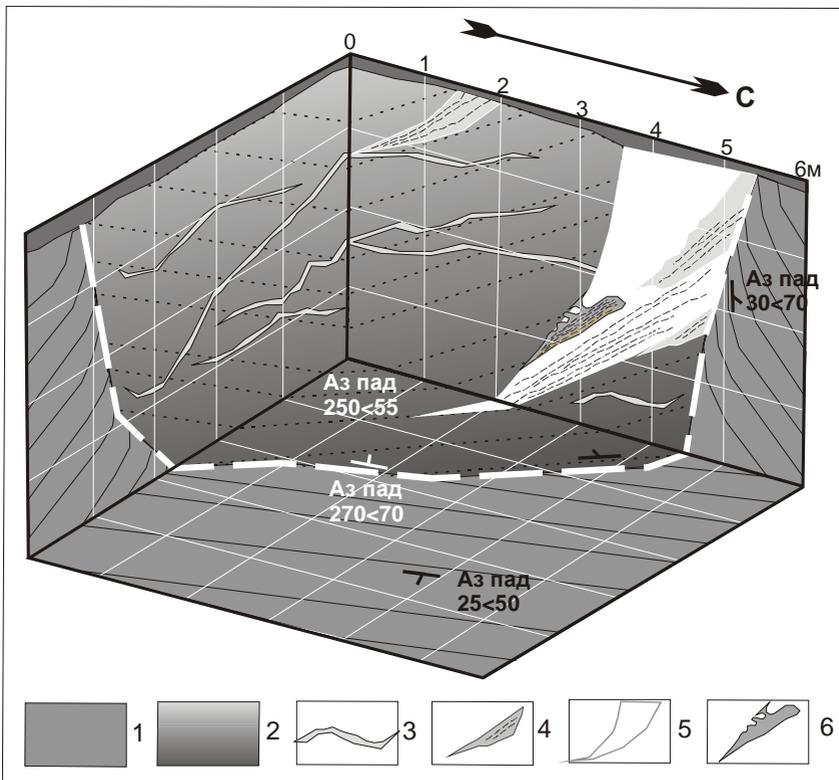


Рис. 1. Зарисовка шурфа на участке Саринский Лог, вскрывшего фрагмент explosивно-инъекционной структуры, развитой вдоль крутопадающей надвиговой зоны: 1 – известняки, темно-серые афанитовые плитчатые с тонкими прослоями аргиллитов (D_3fr); 2 – вторичные explosивно-дезинтегрированные карбонаты, серовато-белые мелкозернистые брекчиевые, от глыб и щебня внизу до дресвы сверху; 3 – псевдослой охристого апопеплового суглинка, выполняющие усадочные трещины в explosивно дезинтегрированных карбонатах; 4 – линзы дресвяно-песчаного состава с элементами флюиальности - продукты отложения из ранних газовых струй; 5 – тела песчаного состава - продукты отложения из поздних газовых струй; 6 – поздние жильные тела бурых монтмориллонитовых (апопепловых) глин с редкой дресвой. Цифрами обозначены элементы падения разлома, слоистости и принавивого загиба слоев

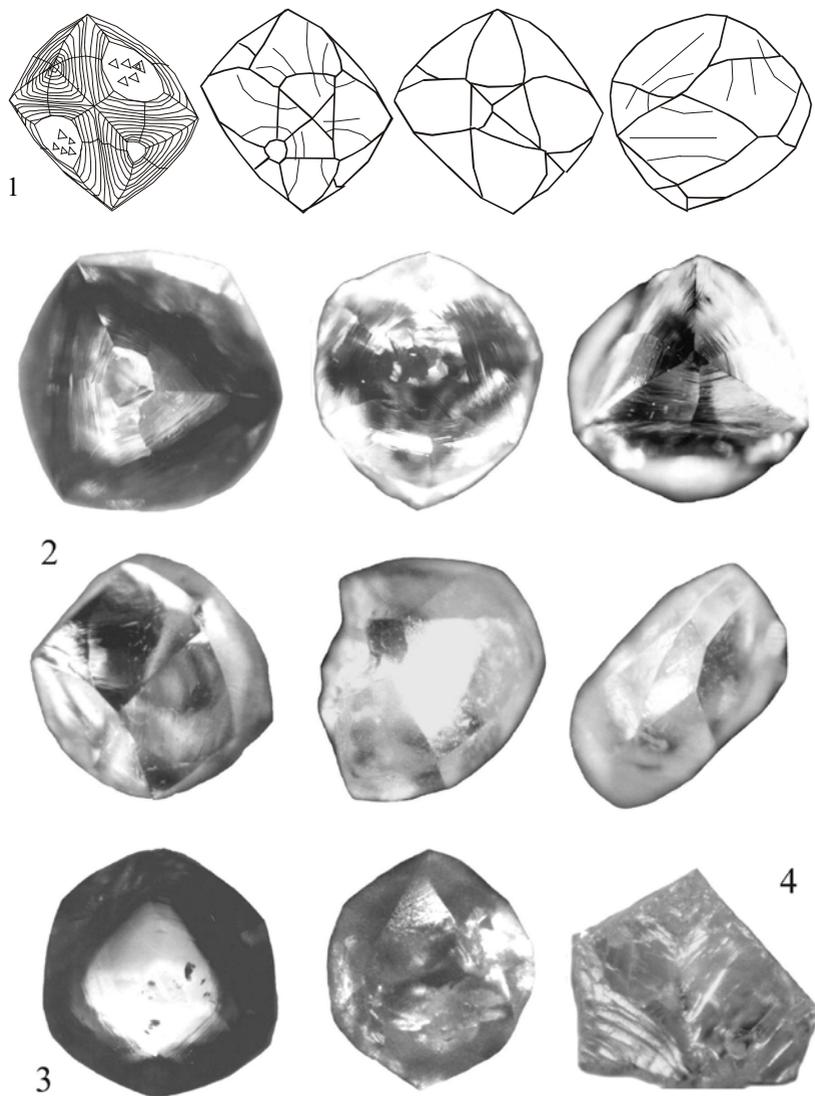


Рис. 2. Общий вид кристаллов алмаза Самаринского лога и восстанавливаемый ряд морфологических типов: 1 – схематический ряд; 2 – отдельные фотографии; 3 – включения внутри кристаллов и в осколке (4) вдоль двойникового шва

Характер поверхности

На различных элементах кристалла зафиксирован разнообразный рельеф (рис. 3). Так, для октаэдрических граней весьма характерны отрицательные ямки треугольно-пирамидальной формы, количество которых может варьировать от нескольких штук до двух десятков. Их ступенчатая поверхность отражает слоистое строение кристалла. Реже, на месте грани октаэдра, отмечается вогнутость, стенки которой также характеризуются ступенчатым строением, подчеркивающим слоистость кристалла параллельно $\{111\}$. Кривогранные поверхности октаэдроида имеют ярко выраженное слоисто-ступенчатое строение, уступы образуют замкнутый концентрический (дитригональный) рисунок вокруг выхода оси третьего порядка. Грани додекаэдроида являются, в основном, гладкими. Реже наблюдается незначительная штриховка (и вытянутый каплевидно-бугорчатый рельеф), которая нередко проходит через гранный шов, разделяющий ромбическую грань на две части. Так же как и на грани октаэдроида, она образует замкнутый дитригональный рисунок вокруг выхода L_3 . Реже, в месте выхода оси четвертого порядка, фиксируются отрицательные тетрагональные пирамидки.

Иногда поверхность кристаллов осложняется бороздами и другими отрицательными формами, развитыми вдоль двойниковых швов (рис. 4а-в). Реже линейная граница между двойниками по шпинелевому закону имеет вид гребня с диагональными уступами. Зафиксирована также параллельная штриховка, проходящая через весь кристалл (рис. 4г), которая интерпретируется В.В. Орловым [3] как результат пластического скольжения. Подобные деформации выявляются рентгенографически и на плоскогранных якутских алмазах, но видимыми на поверхности они становятся только в результате травления. Визуально внутренняя пластическая деформированность на сколах уральских кристаллов проявляется в виде «изогнутых» ступеней спайности (рис. 2в). Реже на гранях видны ямки с четкими округлыми очертаниями и плоским гладким дном, накладывающиеся на каплевидный или бугорчатый рельеф и друг на друга. Их появление может быть связано с «налипанием» на кристалл сильного окислителя (например пленки самородного металла), вызвавшего растворение.

Таким образом, рельеф, возникающий на поверхности алмазов, имеет преимущественно кристаллографическую привязку. Треугольные ямки возникают на гладких гранях октаэдра, а тетрагональные – на месте выхода L_4 . Штриховка может быть грубой слоисто-ступенчатой или тонкой, вытянутой каплевидно-бугорчатой, но всегда образует замкнутый (дитригональный) рисунок вокруг L_3 , что отражает октаэдрически-слоистое строение кристаллов. Реже рельеф обусловлен внутренним

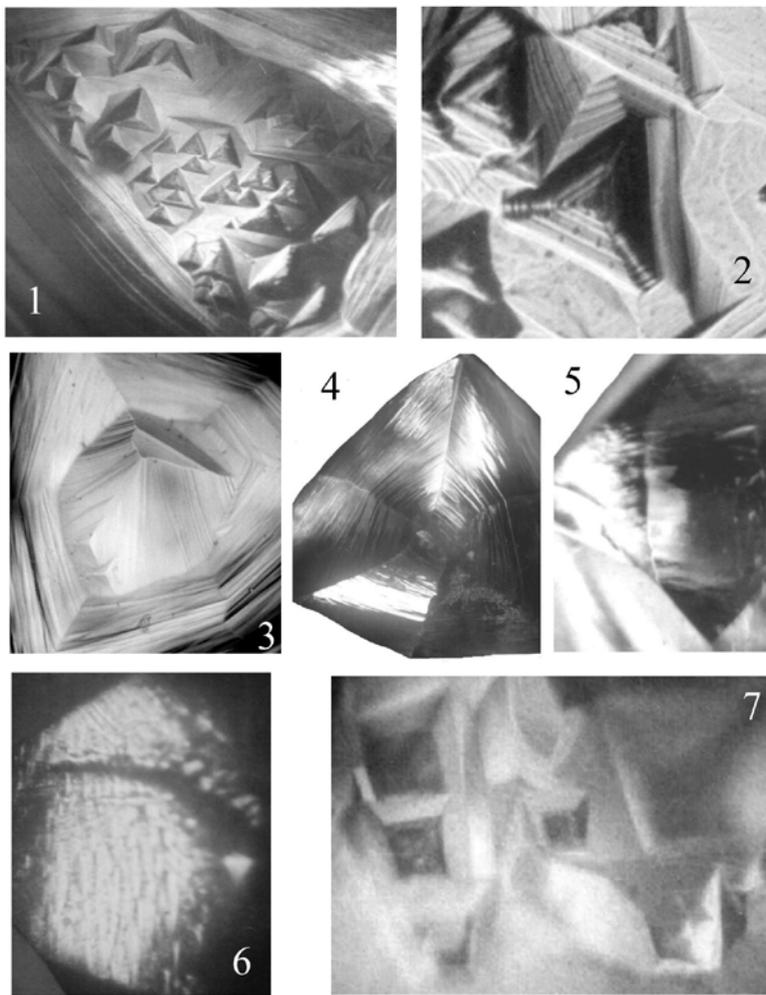


Рис. 3. Морфология поверхностей кристаллов: 1, 2 – треугольно-пирамидальные ямки на грани октаэдра; 3 – вогнутая грань на месте октаэдра; 4 – дитригональная слоисто-ступенчатая штриховка; 5 – тонкая штриховка, пересекающая гранный шов на грани додекаэдроида; 6 – линейно-бугорчатый рельеф на грани додекаэдроида; 7 – тетрагонально-пирамидальные ямки, развитые около выхода оси четвертого порядка

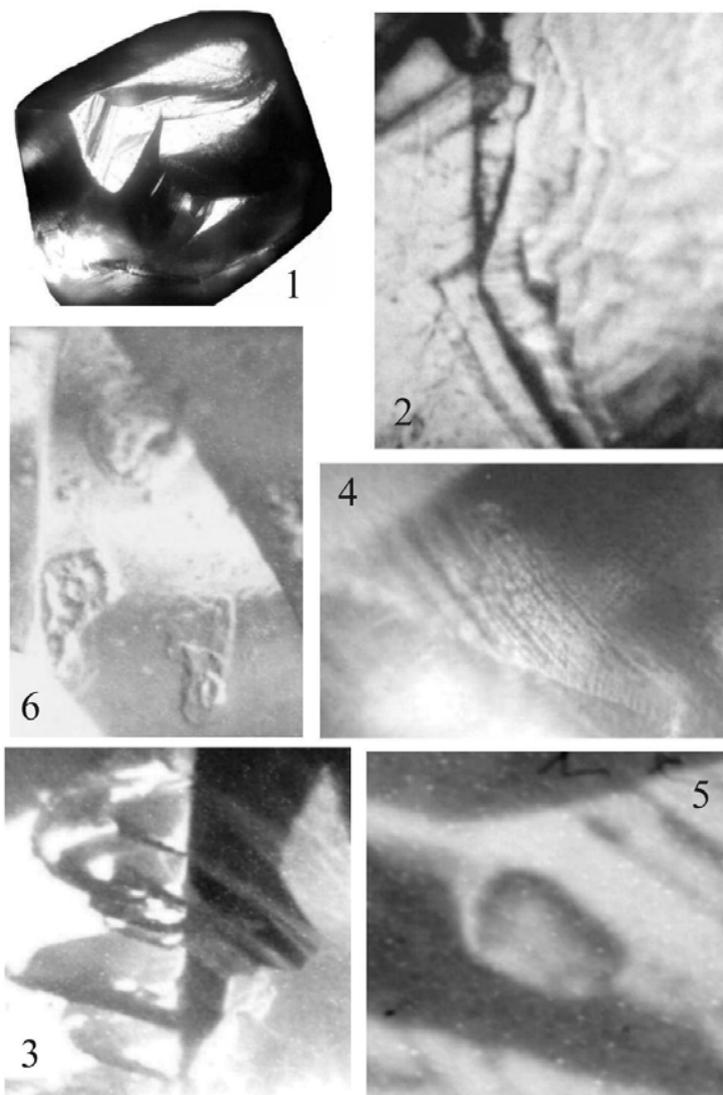


Рис. 4. Морфология поверхности кристаллов алмазов, не связанная с кристаллографическими элементами: 1, 2, 3– характер проявления двойникового шва на поверхности кристалла; 4 – штриховка, проходящая через весь кристалл и выявляющая внутренние плоскостные пластические деформаций; 5 – отдельные ямки травления; 6 – концентрические следы удара на поверхности кристаллов, подверженные более поздней механической полировке

строением (двойники, деформированность) и внешними причинами (локальная коррозия, механический износ).

Включения

Включения зафиксированы в половине просмотренных кристаллов. В основном это черные выделения неправильной формы, окруженные лепестками или иглами трещин (рис. 2в). Чем крупнее включение, тем больше вокруг него ореол радиальных трещин, что может отражать их образование в результате теплового расширения (или декомпрессии). На поверхности некоторых кристаллов отмечены индукционные грани, свидетельствующие о совместном росте с каким-то более крупным минеральным индивидом. Реже включения (комковатые и уплощенные) приурочены к одной плоскости – двойниковому шву по шпинелевому закону.

Оптические свойства

Алмазы преимущественно бесцветные, реже бледно-желтые, прозрачные. В скрещенных николях могут выглядеть изотропными или слабо анизотропными.

Следы износа

Признаки истирания ребер и острых вершин на кристаллах не обнаружены, хотя следы точечных ударов с концентрическими бороздами (подвергшимися затем приполировке, рис. 4е) и простые трещины зафиксированы.

* * *

1. Связь алмазов с зонами эксплозивной дезинтеграции известняков, содержащими незначительное количество измененного пеплового материала, позволяет считать, что кристаллы транспортировались из глубин с минералами метаморфических и гипербазитовых комплексов не расплавами, а в составе газовой (газово-пепловой) взвеси;

2. Найденные алмазы, несмотря на необычные геологические условия, являются кристаллами типично «уральскими» или «бразильскими»;

3. Устойчивое проявление октаэдрически–слоистого строения алмазов на кристаллах октаэдронидного и додекаэдронидного габитуса позволяет считать, что росли эти индивиды как плоскогранные кристаллы;

4. Наблюдаемая смена морфологических типов октаэдр – додекаэдронид сопровождается уменьшением шероховатости поверхности, постепенным «замещением» плоских граней кривогранными, сменой изометричной формы на уплощенную, что позволяет вслед за А.А.Кухаренко связывать их эволюцию с растворением;

5. Наличие параллельных плоскостей скольжения и изогнутость поверхностей спайности свидетельствует о том, что до приобретения округлого облика кристаллы алмазов были подвержены деформациям, вероятно, при твердо-пластических движениях мантийных масс.

Библиографический список

1. *Баяндин Э.Г., Логутов Б.Б.* Перспективы коренной алмазоносности Самаринского лога Горнозаводского района // Геология и полезные ископаемые Западного Урала: Мат-лы региональной научно-практической конференции/ Перм.ун-т. Пермь, 2002. С 31-34.
2. *Кухаренко А.А.* Алмазы Урала. М.: Госгеолтезиздат, 1955. 516 с.
3. *Орлов Ю.Л.* Минералогия алмаза. М.:Наука, 1973. 224 с.
4. *Чайковский И.И.* Природа морфологии алмазов уральского типа и ее типоморфное значение. Вест. Перм. ун-та. Геология. Вып. 4. 1997. С. 67-74.
5. *Чайковский И.И.* Петрология и минералогия интрузивных алмазных пирокластитов вишерского Урала. Пермь, 2001. 323 с.

Ю.В. Шурубор

Пермский технический университет

ЭКСПЛОЗИВНЫЕ БРЕКЧИИ ПИКРИТ-КАЛИМОНЧИКИТОВОГО СОСТАВА В ПАШИЙСКОМ АЛМАЗОНОСНОМ РАЙОНЕ НА ЗАПАДНОМ СКЛОНЕ СРЕДНЕГО УРАЛА

Первая внятная и относительно детальная геологическая, петрографическая, минералогическая, петро- и геохимическая характеристика выявленных взрывчатых брекчий ультраосновных щелочных базальтоидов Пашийского алмазоносного района дана в опубликованной в 1967 г. работе [10]. В статье рассматривались «пикрит-порфириновый цемент взрывчатых брекчий», «калиевый характер» их щелочности, наличие среди них разновидностей туфобрекчиевого облика, химический состав которых «наводит на мысль об образовании их за счет разложения породы... близкой к фурчиту», т.е. к «разновидности мончикита с выделениями титанистого авгита в стекле» [1]. Ясно, что в публикации [10] взрывчатые брекции Пашийского района получили описание, позволившее, пользуясь весьма выразительной и информативной терминологией наших дней, отнести к породам «пикрит-калимончикитового состава».

Эвристическая ценность такой трактовки взрывчатых брекчий Пашийского района в 1968г. подтверждена диссертацией [11], посвященной вопросу о возможной алмазоносности этих пород. Главный научный результат работы [11] – смелое, даже «ненаучное», расширение множества известных и предполагаемых магматических первоисточников алмаза за счет включения в него, наряду с кимберлитами и бразильскими «филлитами», пикрит-калимончикитовых взрывчатых брекчий и «лампрофировых лейцититов» [11, с.20]. Опираясь на мате-

риалы, полученные при исследовании пашийских пикрит-калимончикитовых взрывных брекчий, и на соответствующие литературные данные, примерно за 10 лет до открытия богатых алмазами австралийских лампроитов мы, можно сказать, «явочным порядком» определили множество магматических первоисточников алмаза как состоящее из пород ряда «кимберлиты-лампрофировые лейцититы», по видимому, хотя бы частично перекрывающегося с первым второго ряда «пикриты – калиевые мончикиты (и другие богатые калием ультрамафические лампрофиры)» и третьего ряда «существенно слюдястых пород, богатых минералами-окислами железа, титана и марганца» (характеристика бразильских «филлитов», еще не учитывавшая возможной интерпретации «филлитов» в качестве продуктов метаморфизма «эндопелитов» [8]). Очевидно, что популярные сегодня лампроиты являются членами первого из упомянутых рядов, а поэтому можно утверждать, что прогноз относительно вероятного значения лампроитов как первоисточников алмаза в практически явном виде впервые (в отечественной и, скорее всего, в мировой геологической литературе) дан именно в диссертации [11].

Перечень известных и потенциальных магматических источников алмаза, обоснованный в диссертации [11], уже включил в себя все те «некимберлитовые» породы, алмазоносность которых много лет спустя была доказана прямым опробованием в Австралии. Имеются в виду не только лампроиты, но и щелочные пикриты Вандаги, а также ультрамафические лампрофиры (мончикиты, айлликиты и т.п.) Джебилл и Нейберри [6]. В конце 1960-х гг. перечень существенно расширял множество известных и предполагаемых первоисточников алмаза. В настоящее время, когда в печати появились высказывания о возможной алмазоносности различных фельдшпатоидных, даже трахитовых и щелочных сиенитовых пород, сомнительны сообщения о находках алмазов в украинских «минеттах», актуальным является и ограничивающее значение перечня: не просто «лейцититы» («фельдшпатоидиты», трахитовые и щелочно-сиенитовые породы), но обязательно «лампрофировые лейцититы (фельдшпатоидиты или фельдшпатиты)», а еще правдоподобнее, «фельдшпатоидные калиевые лампрофиры».

Сведения о развитых в Пашийском алмазоносном районе взрывных брекчиях пикрит-калимончикитового состава для современных исследователей представляют интерес в двух отношениях. Во-первых, как материал, послуживший основой для ревизии господствовавшего тогда тезиса «первоисточниками алмазов практически всех промышленных месторождений этого минерала являются кимберлитовые трубки». Во-вторых, как относящиеся к телам изверженных горных пород, среди которых могут быть и содержащие алмазы. Так, выполненное в

середине 1960-х гг. крупнообъемное опробование на алмазы некоторых пашийских тел взрывных брекчий положительных результатов не принесло. Но к середине 1970-х гг. аналогичные тела были найдены в более северных районах западного склона Среднего Урала (бассейн р. Чикман, гора Благодать), что позволило А.М. Зильберману [2] выделить так называемый благодатский пикрит-трахибазальтовый карбонатитсодержащий комплекс, включающий в себя не только безуспешно опробованные на алмазы взрывные брекчии Пашийского района, но и благодатско-чикманские породы, слабая продуктивность которых была доказана единичными находками алмазных кристаллов [3]. Обратим внимание на малый (первые сотни м³) общий объем опробования пашийских и чикманских представителей пород благодатского комплекса (будем пользоваться этим термином, получившим широкое распространение, хотя его корректность сомнительна: гора Благодать отнюдь не то место, где породы комплекса были впервые восприняты в качестве специфической группы и описаны в публикации [10]). Кроме того, опробованием руководили специалисты (среди них и автор настоящего сообщения), еще не знавшие, что применительно к бедным магнием разновидностям ультраосновных щелочных базальтоидов справедливо утверждение о большей перспективности на алмазы «загрязненных осадочным материалом кратерных (туфовых, туффизитовых, туффитовых и ксентуффизитовых) фаций», и «гонявшиеся» за «незагрязненными» дайковыми и жерловыми фациями. Итак, вопрос о возможности выявления значительных концентраций алмаза в «туффизитовых» компонентах уже известных пород благодатского комплекса (чикманских и пашийских) остается актуальным.

Территория, с которой связаны пашийские пикрит-калимончикитовые взрывные брекчии, находится в Горнозаводском р-не Пермской обл. (Горнозаводск – наименование, данное хорошо известному геологам и горнякам поселку Пашия при получении им городского статуса). Интересующая нас площадь охватывает окрестности поселков Вильва, Боровуха, Зыковский, бассейны впадающих в р. Вильва речек Танчиха, Малая Порожная, Боровуха и верховья принадлежащего к бассейну р. Вижай ручья Ольховка.

Проявления взрывного пикрит-калимончикитового магматизма приурочены к четко выделяющейся даже на очень мелкомасштабных геологических картах Пашийско-Безгодовской синклинали зоне, которая прослеживается от бассейна р. Косьва на севере через бассейн р. Усьва до бассейна р. Вильва и далее на юг, в бассейн р. Вижай. К северу от долины Вильвы в центральной части зоны на земную поверхность выходят темноцветные сланцы предположительно венлокской (хотя бы в своих верхах) безгодовской свиты и лудловские доло-

миты, залегающие на безгодовой свите с четко фиксирующимся стратиграфическим несогласием. Время формирования поверхности несогласия, вероятно, конец венлока–начало лудлова. Близ долины Вильвы и на Виль-винско-Вижайском междуречье лудловские доломиты и безгодовские сланцы уходят под выполняющие южную часть приосевой зоны Пашийско-Безгодовой структуры эмские (такатинская свита), эйфельские (вязовские, кальцеоловые, бийские слои) и более молодые (вплоть до нижнекарбонных) отложения, в связи с чем Пашийско-Безгодовская синклиналиная зона меняет характерный для ее северной части «облик силурийской структуры» на «облик среднедевонско-карбонной структуры с реликтами силурийских (и ордовикских) свит в ее прибортовых частях». Отложения нижнего (ордовикско-силурийского) и верхнего (среднедевонско-карбонного) этажей описываемой синклиналиной зоны «сочленены» между собою через доломитовую свиту лудлова и эмскую конгломерато-гравелито-песчаниковую такатинскую свиту. Хотя стратиграфические несогласия наблюдаются в основаниях обеих упомянутых свит, однако нет убедительных данных, что размыв, предшествовавший формированию лудловской доломитовой толщи, уходил глубже верхов венлокской (?) безгодовой свиты, в то время как предтакатинский размыв в одних местах остановился на уровне лудловской толщи, а в других достигает нижнесилурийских, ордовикских и, может быть, более древних свит. Пока что не совсем ясен вопрос о действительных или о кажущихся различиях в масштабах предлудловского и предтакатинского несогласий: такатинская свита имеет «повсеместное» развитие, а лудловские доломиты картировались только в тесной пространственной связи с площадями развития пород безгодовой свиты.

В диссертационной работе [11] Пашийско-Безгодовская синклиналиная зона рассматривается как возникшая на месте ордовикско-силурийского (скорее, ордовикско-раннесилурийского) наложенного грабенообразного прогиба, именуемого Пашийско-Безгодовой грабен-синклиналью. Отложения, выполнившие грабен-синклиналь, представлены тремя свитами (снизу вверх) – дворецкой, малобасегской и безгодовой. Разрез всей этой дворецко-безгодовой серии начинается конгломерато-сланцево-песчаниковой толщиной с олигомиктовыми и мономиктовыми кварцевыми, местами золотоносными песчаниками (первая толщина дворецкой свиты). Выше идут песчанико-алевролитосланцевые толщи с интенсивным развитием эффузивов и туфов, дифференцированных в очень широком диапазоне (от пикритоподобных пород, авгитов и лимбургитов до трахиандезитов и даже трахитов, однако, при существенном преобладании спилитоподобных трахибазальтовых порфиритов, афиритов и близких к ним по составу туфов), с пачками доло-

митов, иногда сопровождающих тела карбонатизированных шлаковых туфов (вторая и третья толщи дворецкой свиты). Затем следует четвертая толща дворецкой свиты – пестроцветные глинистые сланцы, алевролиты, песчаники, тиллитовидные конгломераты (отложения грязевых потоков, характерные для прибортовых зон грабенообразного прогиба?), гематитовые серебросодержащие сланцы и фосфатоносные сланцы (от почти черных до имеющих вишневую окраску), в подчиненных количествах эффузивы и туфы. Дворецкая свита через сланцево-алевролитопесчаниковую с прослоями туфов малобасегскую свиту сменяется темносерыми (до черных), серыми и зеленовато-серыми глинистыми и глинисто-алевритовыми сланцами, переслаивающимися с алевролитами и песчаниками, т.е. уже упоминавшейся безгодовской свитой. По набору пород и их последовательности в разрезе дворецко-безгодовская серия сопоставляется с выделенной Ф.А. Кренделевым [4] «металлоносной формацией краевых и наложенных прогибов древних платформ». Детальный анализ петрографических и петрохимических данных показал [11], что вулканогенные породы дворецкой и малобасегской свит являются производными щелочной оливин-базальтовой (трахибазальтовой) магмы и далеки от производных щелочно-ультраосновной магмы, подобной давшей начало породам Маймеча-Котуйского комплекса.

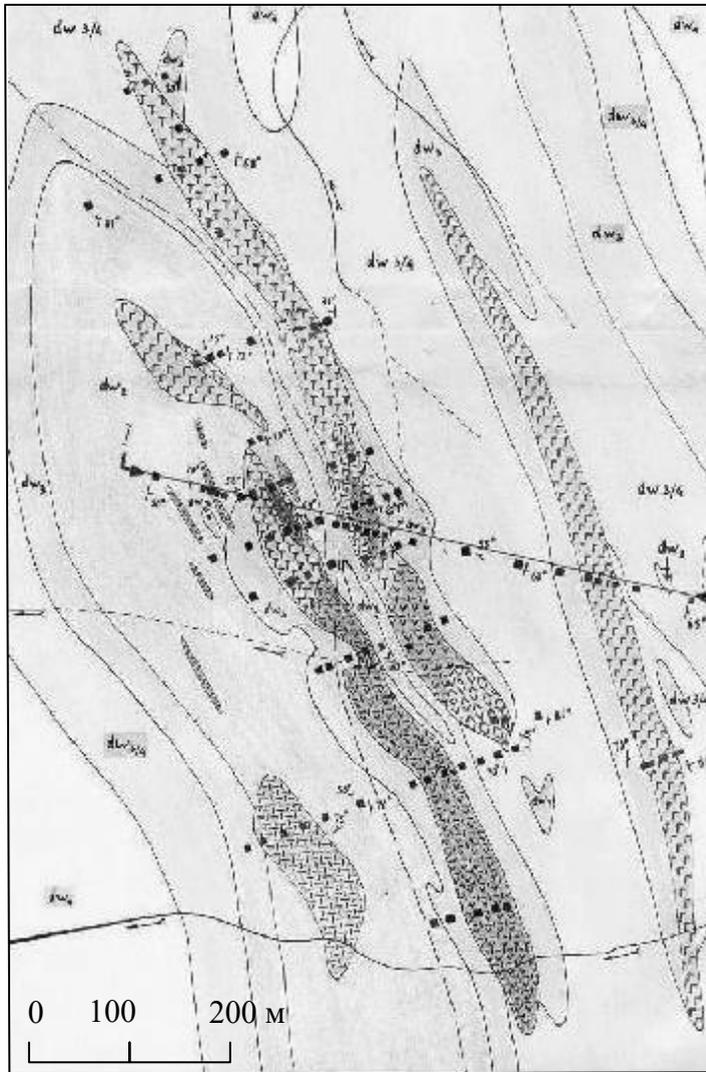
Пашийско-Безгодовская синклиральная зона характеризуется широким развитием в ее прибортовых частях гипабиссальных изверженных горных пород. Как показано в наших работах [11, 12], эти породы представлены: 1) заведомо довенлокскими маломощными жилами и прожилками альбитизированных трахитов и камптонитов; 2) довенлокскими или/и ранневенлокскими дайками, силлами, штокверками эссексит-диабазов (включая оливин-, керсутит- и кварцсодержащие эссексит-диабазы, кринаниты), спили-топодобных диабазов, пикрит-диабазов, локально развитых специфических (с вкрапленниками калиевого полевого шпата) эссексит-порфиринов, очень редко встречающихся слюдястых пикритов; 3) ранневенлокскими одиночными дайками и группами имеющих силловые апофизы даек авгитовых габбро-диабазов, переходящих в диабаз-монциты; 4) поздневенлокскими-раннелудловскими плитообразными дайками пижонитовых габбро-диабазов, нередко группирующимися в прослеживаемые на десятки километров «пояса даек». Пижонитовые габбро-диабазы, несомненно, принадлежат к породам толеит-базальтовой (трапповой) формации. Авгитовые диабазы и диабаз-монциты в петрохимическом и минералогическом отношении отличаются как от траппов, так и от настоящих щелочных габброидов, больше всего похожи на породы монцитового (гибридного?) ряда. Все другие перечисленные выше гипабиссальные

изверженные горные породы, по-видимому, являются производными той же щелочной оливин-базальтовой (трахибазальтовой) магмы, с которой связаны вул-каниты дворецкой и малобасегской свит.

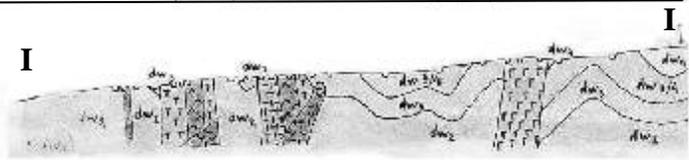
Исследованиями автора, выполненными в сотрудничестве с Н.М. Нечаевым и Е.П. Титовым в 1961-1966 гг., дайкообразные тела эксплозивных брекчий ультраосновного щелочно-базальтоидного (пикрит-калимончикитового) состава выявлены на 5 участках: 1) Мало-Порожнинском, расположенном непосредственно западнее приустьевого участка долины одно-именного правого притока р. Вильва; 2) Танчихинском, находящемся в бассейне нижнего течения р. Танчиха (тоже правый приток Вильвы), на ее левом берегу, примерно в 5,5 км к западу-северо-западу от первого участка; 3) расположенном в 4 км к юго-западу от устья Малой Порожной (уже на Вильвинско-Вижайском междуречье, но близ долины Вильвы) участке «Светлый» (по названию некогда существовавшего поселка геологов); 4) находящемся в 9 км к юго-юго-востоку от устья Малой Порожной, на восточном водоразделе одноименной речки (левого притока Вильвы) Боровухинского участка; 5) в истоках принадлежащего к бассейну р. Вижай ручья Ольховка, примерно в 4,5 км южнее Боровухинского участка.

Вначале рассмотрим данные исследований по участку «Светлый», где эксплозивные брекчии прорывают породы второй и третьей толщ дворецкой свиты, т.е. более древние, чем на любом другом из 5 названных выше участков, и представлены наиболее хорошо раскристаллизованными, сравнительно легко диагностируемыми разновидностями. Достаточно полную характеристику геологических условий участка, морфологических особенностей, состава и внутренней структуры, приуроченных к нему дайкообразных тел пикрит-калимончикитовых эксплозивных брекчий дает геологическая карта, приведенная на рис.1.

Рис. 1. Геологическая карта участка «Светлый»: 1 – песчаники, алевролиты, алеврито-глинистые сланцы зеленовато-серые, серые, редко буровато-красные, линзы гравийных песчаников – дворецкая свита, четвертая толща; 2 – сланцы алеврито-глинистые и глинистые красновато-коричневые, бордовые и светлозеленые алевролиты, прослой пес-чано-глинистых сланцев, линзы гематитовых сланцев и обохренных карбонатных пород – дворецкая свита, низы четвертой и верхи третьей толщ; 3 – доломиты белые, желтовато-белые, светлосерые, иногда сиреневые, прослой бордовых и светлозеленых глинистых сланцев – дворецкая свита, третья толща; 4 – сланцы алеврито-глинистые и алевролиты коричневатого-красные, красновато-серые и серо-зеленые, в кровле сланцы желтовато-зеленые и буровато-желтые – дворецкая свита, вторая толща; 5 – пикрит-мончикитовые и пикритовые порфириты; 6 – эруптивные брекчии, сцементированные плохо раскристаллизованным пикритовым порфиритом; 7 – витро-литокластические пикрит-порфиритовые туфобрекчии; 8 – карбонатизированные туфобрекчии безмикрولитового пикритового порфирита; 9 – монтмориллонитизированные туфобрекчии; 10 – эссексит-диабазы; 11 – спилитоподобные диабазы; 12 – шурфы и каналы; 13 – направления и угла падения осадочных пород (а) и наклон тектонически изверженных пород (б); 14 – линия геологического профиля



- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 12
- 13
- 14



Заметим, что на карте отображен фрагмент западного борта Пашийско-Безгодовской синклиальной зоны, что в 700 м восточнее закартированной площади породы дворец-кой свиты погружаются под такатинские, средне- и верхнедевонские отложения, выполняющие приосевую часть синклиальной зоны и образующие полосу выходов шириною около 4 км.

Из рис.1 видно, что эксплозивные брекчии участка «Светлый» представлены: пикритовыми и пикрит-мончикитовыми порфиритами; эруптивными брекчиями с цементом из плохо раскристаллизованного пикритового порфирита; витро-литокластическими туфобрекчиями из обломков слабо раскристаллизованного пикритового порфирита и вулканического стекла; карбонатизированными туфобрекчиями безмикрولитового пикритового порфирита; монтмориллонитизированными туфобрекчиями. Все разновидности, за исключением пикритовых и пикрит-мончикитовых порфиритов, содержат угловатые или несколько округленные в краях обломки и глыбы (размером до 1,5 м) доломитов вмещающей толщи, угловатые обломки эссексит-диабазов, спилитоподобных, диабазов и сланцев (последние в виде мелкой щебенки обычны даже в пикритовых и пикрит-мончикитовых порфиритах). Обломки доломитов с краев испытывают ясно видимую перекристаллизацию, а в эруптивных брекчиях иногда группируются в четковидные вертикально вытянутые цепочки, сопровождаемые зонками карбонатизации вмещающего изверженного материала (единственная форма проявления ассимиляции материала включений, наблюдающаяся во внутренних частях тел эксплозивных брекчий). Обломки эссексит-диабазов и спилитоподобных диабазов отличаются от пород поблизости расположенных даек соответствующих составов только очень интенсивными карбонатизацией, гематитизацией и лейкоксенизацией. В пикритовых и пикрит-мончикитовых порфиритах отмечаются одиночные включения серого мраморовидного известняка (по составу и структуре не похожего ни на одну из пород вмещающей толщи), на стыке с изверженным материалом покрытые ярко окрашенной голубовато-зеленой глиной с высокими содержаниями никеля. Если не считать уже отмеченных «цепочек» доломитовых включений, ориентировка включений выглядит совершенно произвольной. Лишь некоторые наиболее крупные неизометричные глыбы-включения из приконтактных зон тел эксплозивных брекчий иногда кажутся вытянутыми параллельно контактам тел. Максимальное содержание включений вмещающих пород наблюдается в витро-литокластических туфобрекчиях (до 30% объема).

Как уже отмечалось, в случае включений, находящихся во внутренних частях тел эксплозивных брекчий, обычно изменяются включения (если это не включения сланцев). В то же время на контактах тел

эксплозивных брекчий вмещающие их доломиты и сланцы никаких видимых изменений не несут, зато сам цемент eksploзивной брекчийи в узкой (порядка 0,5 м) и с обеих сторон резко ограниченной эндоконтактной зоне ассимилирует карбонатное вещество, превращаясь в породу, на 90% состоящую из карбонатов с включенными в них мелкими (до 0,5 см) изъеденными в краях «реликтами» изверженного материала.

Танчихинский участок, как и участок «Светлый», приурочен к западному борту Пашийско-Безгодовой синклинальной зоны, но находится на более северной широте, где зона фиксируется широкой (порядка 10 км) полосой выходов пород безгодовой свиты, лишь в приосевой ее части прерываемой вдающимся с юга узким (не более 2 км) «мысом», в пределах которого безгодовские отложения скрыты под отложениями такатинской свиты и доломитовой толщи лудлова. На участке развиты породы третьей и четвертой толщ дворецкой свиты. При этом третья толща характеризуется преобладанием в ее разрезе спилитоподобных трахибазальтовых порфиритов при подчиненном развитии туфов аналогичного состава, доломитов и терригенных осадочных горных пород. К участку приурочен обширный (400х600 м) выход вулканических брекчий (глыбы и обломки спилитоподобных трахибазальтовых порфиритов и афиритов, доломита, сцементированные шлаковым туфом, углисто-анкеритовые прожилки, вкрапленность халькопирита), предположительно трактуемый в качестве остатка жерловины вулкана малобасегского возраста. В 20-50 м западнее этой жерловины закартировано небольшое (в плане 30х250 м) дайкообразное тело eksploзивных (эруптивных) брекчий пикрит-порфиритового состава, содержащих до 25% (по объему) разнообразных по форме и размерам (от долей см до 0,5 м) произвольно ориентированных включений карбонатизированных и окремнелых спилитоподобных порфиритов, глинистых сланцев, серого мраморного известняка и своеобразные хлорит-карбонатные выделения, облекающие некоторые включения спилитоподобных порфиритов, а также образующие круто падающие на юго-запад четковидные жилообразные обособления и изометричные «скопления» (размеры до 10 см в поперечнике). Контакты Танчихинского тела с вмещающими вулканогенными и осадочными породами предельно резкие, без явных следов воздействия интрузии на вмещающие породы, падают навстречу друг другу. Наблюдается тенденция к увеличению количества включений вмещающих пород в приконтактных участках рассматриваемого тела.

Боровухинский участок в отличие от двух предыдущих отвечает восточному борту Пашийско-Безгодовой синклинальной зоны. Здесь выявлено небольшое (в плане 50х300м) дайкообразное тело, локализованное среди пород дворецкой и малобасегской свит, в 300 м во-

сточнее разрывного нарушения, по которому породы малобасегской свиты контактируют со сланцами безгодовской свиты, лудловскими доломитами, такатинскими песчаниками и среднедевонскими аргиллиток-карбонатными пачками (все в пределах 500-метрового отрезка длины линии нарушения). Боровухинское тело сложено брекчированным пикритовым порфиритом и кристалло-витрокластической пикриткалимончикитовой турфобрекчией (обломки измененного вулканического стекла, кристаллокласты авгита, округленные глыбки спилитоподобного порфирита, всегда окруженные белой карбонатной оторочкой).

Мало-Порожнинский участок имеет важное значение для определения возраста тел взрывных брекчий пикриткалимончикитового состава. Он находится почти на оси Пашийско-Безгодовской синклинали, на широте, где безгодовская свита уходит под толщу лудловских доломитов и такатинскую свиту. Здесь закартировано 3 тела взрывных брекчий. Самое восточное из них имеет размеры (в плане) 80x600 м. По данным магниторазведки, круто падает на восток. Заключено в сланцах безгодовской свиты, здесь на значительных по площади участках подвергшихся «опестрению» (сменивших свою почти черную окраску на вишнево- и коричнево-красную, зеленую и бурую). В южной своей части тело с размывом перекрыто пластом песчаника, лежащим в основании лудловской доломитовой толщи, но, судя по данным магниторазведки, южное замыкание тела находится не далее, чем в 50 м от места, где оно скрывается под лудловскими породами. Преобладающим развитием в описываемом теле пользуются плохо раскристаллизованные пикритовые порфириты с небольшим (до 10% объема) количеством включений, представленных сланцевой щебенкой, округленными обломками и глыбами («нодулями») спилитоподобных трахибазальтов, иссеченные сетью карбонатных прожилков, на долю которых приходится до 30% объема породы и которые придают породе облик настоящей брекчии. Изредка количество включений возрастает до 20-25%, что свидетельствует о превращении обычно бедного включениями пикритового порфирита в эруптивную брекчию. В центральной части описываемого тела развиты монтмориллонитизированные турфобрекчии с повышенными содержаниями обломков безгодовских сланцев и сравнительно небольшим количеством «нодулей» спилитоподобных трахибазальтов.

В отличие от восточного тела Мало-Порожнинского участка западное тело того же участка, имея примерно те же размеры, выходит на поверхность только в зоне своего северного замыкания, в пределах небольшой (со сторонами 100-140 м) треугольной площади, а южнее скрывается под доломитовой толщей лудлова, что доказывается магниторазведкой и данными проводившихся здесь в 1950-х гг. буровых ра-

бот. Выход западного тела очень невелик по своей площади, но строение его отличается редкой сложностью, что хорошо иллюстрируется картой (рис. 2). Собственно взрывчатые пикрит-калимончикитовые брекчии представлены монтмориллонитизированными туфобрекчиями и карбонатизированными туфобрекчиями безмикрولитового пикритового порфирита (в тех и других количество включений – порядка 15-25%, преобладают относительно крупные «нодули» спилитоподобных трахибазальтов, остальное – мелкая светлозеленая щебенка сланцев, а в монтмориллонитизированной туфобрекчии встречена почти метровая угловатая глыба конгломерата, очень похожего на обычный для четвертой толщи дворецкой свиты). В монтмориллонитизированных туфобрекчиях отмечены отдельные крутопадающие жилки шунгитоподобного углистого вещества (мощность – 3-15 см, длина по падению – до 1,5 м и более), согласно данным рентгеноструктурного анализа, аморфного, с примесями графита и углеводов (в хлороформенном экстракте масла, смолы и асфальтены представлены в практически одинаковых концентрациях). Примерно половина площади описываемого треугольного выхода (рис. 2) занята пикрит-диабазами, цеолитизированными диабазами, спилитоподобными порфиритами, своеобразными (в других пунктах Пашийского алмазоносного района нам не встречавшимися) плагиоклазовыми порфиритами, основной масса которых содержит много псевдоморфоз по зернам амфибола, и кристалло-витрокластическими туфами оливинного порфирита. Рассматриваемые породы резко отличаются от собственно взрывчатых брекчий своей почти чисто натриевой щелочностью (у взрывчатых брекчий щелочность обычно близка к чисто калиевой).

Восточное и западное тела взрывчатых брекчий Мало-Порожнинского участка расположены так, что южное замыкание первого из них оказывается находящимся примерно в 400 м восточнее северного конца западного тела. В этой 400-метровой полосе буровыми работами, проводившимися здесь в 1950-х гг., под покровом лудловских доломитов на глубине 50-200 м от земной поверхности было вскрыто еще одно тело взрывчатых брекчий, по составу слагающих пород очень похожее на восточное тело, но имеющее несколько меньшую (50-70 м) мощность. Падение тела восточное. Есть основания полагать, что в этом центральном теле степень карбонатизации взрывчатых брекчий выше чем в восточном теле, а карбонатизированные разности местами содержат листочки зеленой слюды (фуксита?), а также скопления шунгитовидного углистого вещества.

В связи с необходимостью ограничения объема настоящего сообщения мы не будем специально останавливаться на результатах наблюдений, по нашему мнению, вполне однозначно свидетельствующих

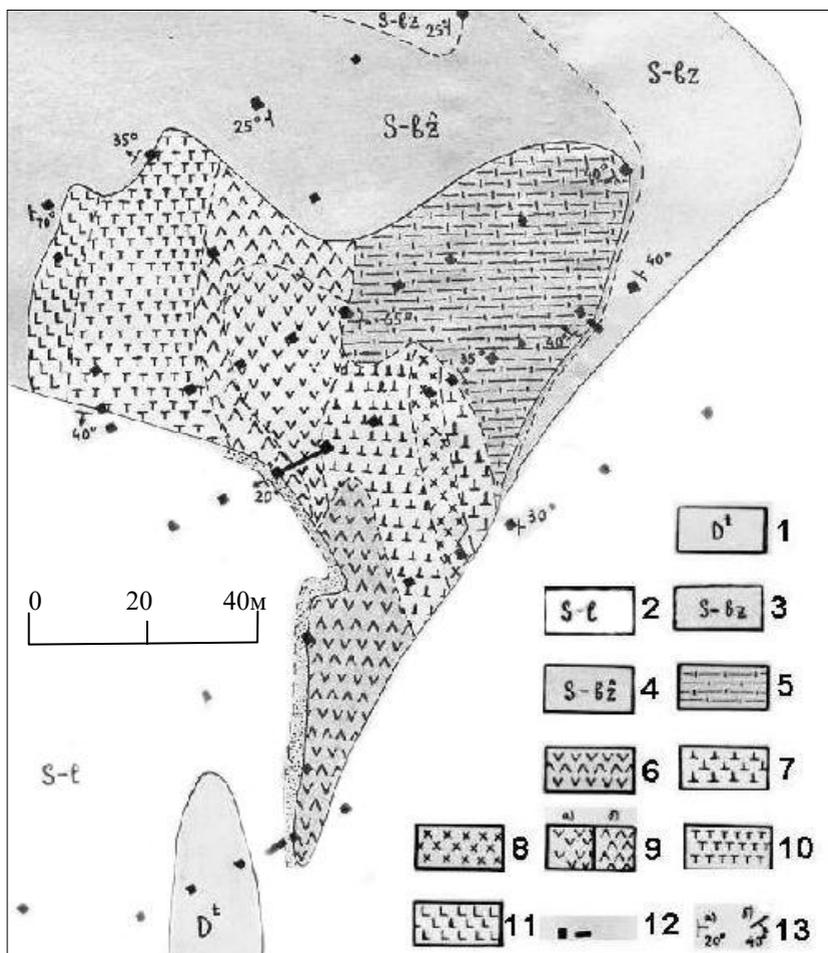


Рис. 2. Геологическая карта выхода на поверхность западного тела взрывчатых брекчий (Мало-Порожнинский участок): 1 – песчаники кварцевые белые и светлосерые, линзы гравелитов и конгломератов – такатинская свита (эмский ярус); 2 – доломиты серые, в основании песчаные доломиты с галькой серого песчаника или (а) зеленовато-бурые песчаники с карбонатными конкрециями (лудловский ярус); 3 – сланцы алевроито-глинистые и песчано-глинистые темносерые и зеленовато-темносерые, пласты серых полевошпато-кварцевых песчаников – безгодовская свита (венлокский ярус?); 4 – сланцы алевроито-глинистые и песчано-глинистые буро-зеленые, красно-коричневые, вишнево-красные с микропрожилками слюды – «опестреные сланцы», образовавшиеся под воздействием на породы безгодовской свиты специфических эндогенных флюидов; 5 – монтмориллонитизированные туфобрекчии; 6 – карбонатизированные туфобрекчии безмикрוליтового пикритового порфирита; 7 – пикрит-диабаз с включениями измененного вулканического стекла; 8 – цеолитизированный диабаз; 9 – спилитовидные порфириды мезократовые (а) и меланократовые (б); 10 – туф оливникового порфирита; 11 – плагноклазовый порфирит; 12 – шурфы и каналы; 13 – направления и углы падения осадочных пород (а) и контактов тел изверженных пород (б)

о предлудловском возрасте эксплозивных брекчий Мало-Порожнинского участка и позволяющих (если не подвергать сомнению почти общепринятые представления о венлокском возрасте, по меньшей мере, верхов безгодвской свиты) приписать эксплозивным брекчиям этого и других выше охарактеризованных участков время формирования, приходящееся на конец венлока–начало лудлова. Упомянутые результаты, освещавшиеся в публикациях [10, 11], в какой-то мере отражены на приведенной выше геологической карте (рис.2).

Противоречат заключению о поздневенлокском-раннелудловском возрасте эксплозивных пикрит-калимончикитовых брекчий Пашийского района нами же полученные данные по Ольховскому участку. На этом участке известно одно дайкообразное тело (размеры выхода на поверхность 15x120 м при обычном для пашийских тел эксплозивных брекчий простирании, не очень сильно отличающемся от субмеридионального), сложенное монтмориллонитизированными туфобрекчиями, которые контактируют с породами вязовских, кальцеоловых и бийских слоев (эйфельский ярус), содержат включения обломков эйфельских аргиллитов и известняков. Характерные особенности горной породы, которой сложено Ольховское тело: необычно светлый (для монтмориллонитизированных туфобрекчий) основной тон окраски; широкое развитие скоплений и прожилков гидрооксидов железа и марганца, придающих породе пятнистый облик; наличие пустот, стенки которых покрыты гидрооксидами марганца (результат выщелачивания карбонатных обломков?); концентрация гидрооксидов железа и марганца преимущественно близ контактов туфобрекчий с вмещающими карбонатными породами, нередко доломитизированными и превращенными в сыпучку (мощность оторочек сыпучки не более 0,2-0,3 м).

В работах [10, 11] возникшее противоречие было разрешено на основе предположения о существовании двух генераций тел эксплозивных брекчий: поздневенлокской-раннелудловской и постэйфельской (допозднедевонской). С учетом соображений, изложенных в работе [15], сегодня мы считаем, что Ольховское тело – не дайка, а так называемый дислокационный диапир, сформировавшийся в посткарбонное время в связи с герцинским орогенезом в результате выдавливания на уровень эйфельских и более молодых толщ глинистых масс (монтмориллонитизированных туфобрекчий), ранее входивших в состав поздневенлокской-раннелудловской интрузии пикрит-калимончикитовых эксплозивных брекчий.

Рассмотрим основные разновидности изверженных горных пород, встреченных в пашийских телах пикрит-калимончикитовых эксплозивных брекчий.

Пикрит-мончикитовый порфирит диагностирован на участке «Светлый», в восточном из трех выявленных здесь дайкообразных тел эксплозивных брекчий. Макроскопически он выглядит как зеленовато- или красновато-серая рассланцованная аргиллитовидная порода, усеянная мелкими (0,3-1 мм) зелеными и белыми «точечными вкраплениями». Под микроскопом (рис. 3) видны псевдоморфозы хлоритосерпентина (очень слабая желтовато-зеленая окраска; $N_g=1,574-1,576$; двупреломление от 0,004 до 0,009), карбонатов, светло-зеленого хлорита ($N_{cp}=1,588$), лейкоксена, кварца, гидрослюды и других глинистых минералов по порфиристым вкраплениям оливина, авгита (есть незамещенные реликты) и слюды (?). Основная масса состоит из сложенных теми же вторичными минералами псевдоморфоз по более мелким (0,05-0,1 мм) достаточно идиоморфным зернам оливина, пироксена, возможно, амфибола и слюды. Псевдоморфозы погружены в пронизанный рудными дендритами прозрачный буроватый или полностью опацизированный криптокристаллический мезостазис. Отмечаются единичные мелкие (до 2 мм) миндалевидные выделения карбонатов, хлоритосерпентина, халцедона, включения угловатых обломочков алевритоглинистого сланца. Общий облик породы, несомненно, «мончикитовый», но присутствие в ней характерных для мончикитов амфиболов (прежде всего, баркевикита) не доказано. Отличается порода и от фурчита - титан-авгитового мончикита: в ней слишком много оливина, да и основная масса далеко не стекловатая. Поэтому наименование «пикрит-мончикитовый порфирит» наиболее полно отражает специфические особенности описанной породы.

Пикритовый порфирит центрального из трех тел эксплозивных брекчий, закартированных на участке «Светлый», макроскопически отличается от пикрит-мончикитового порфирита восточного тела того же участка неоднородной окраской, очень высокой изменчивостью размеров (до 1-1,5 мм) и разнообразием цветов (белые, зеленоватые, розоватые, почти черные) «точечных вкраплений». Под микроскопом видна резко выраженная атакситовая текстура породы (рис.4, 5). Участки, по составу и структуре напоминающие пикрит-мончикитовый порфирит, но с меняющимися даже в пределах площади одного шлифа размерами вкрапленников и микролитов, количественными соотношениями между объемами порфиристых выделений и зерен основной массы, между псевдоморфозами по оливину и псевдоморфозами по пироксену, сменяются такими, где хлоритосерпентиновые выделения приобретают форму неправильных пятен. Проросший рудными дендритами или опацизированный криптокристаллический мезостазис в некоторых участках шлифа может «замещаться» скоплениями желто-зеленого хлорита, проросшими дендритами или пучками длинных и тонких лейст буроватого и

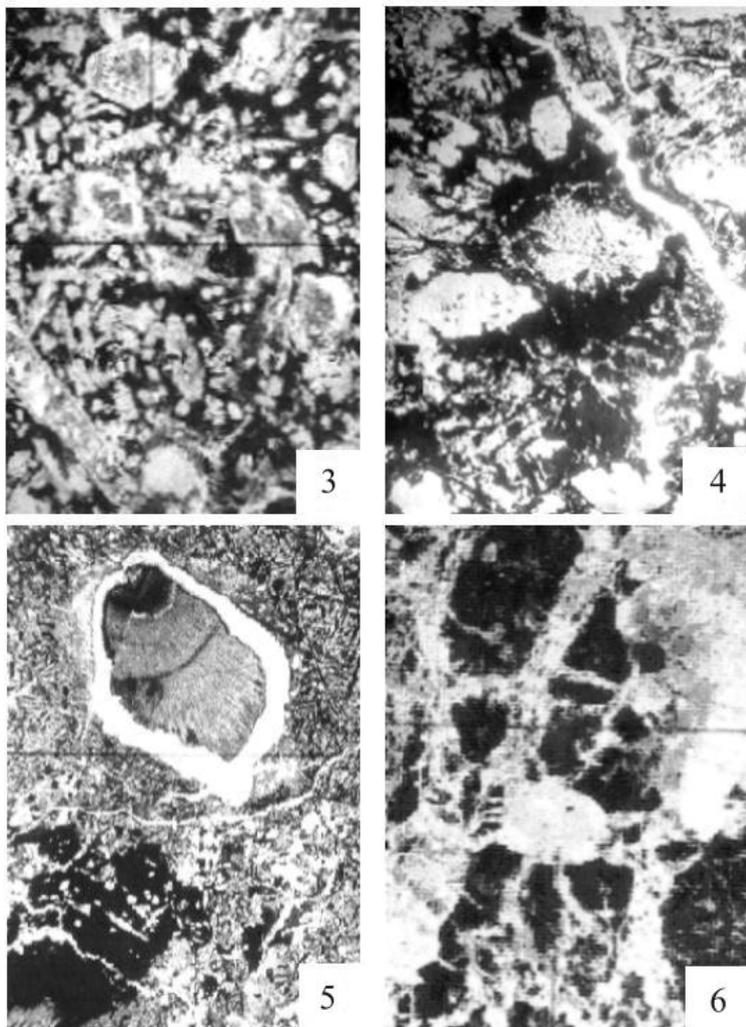


Рис. 3. Пикрит-мончикитовый порфирит (николи //), участок «Светлый», восточное тело explosивных брекчий (ЭБ)

Рис. 4. Пикритовый порфирит (николи //), участок «Светлый», центральное тело ЭБ

Рис. 5. Пикритовый порфирит с автолитом и ксеновключением (николи //), участок «Светлый», центральное тело ЭБ

Рис. 6. Пикритовый порфирит плохо раскристаллизованный с прожилками кальцита (николи //), участок Моло-Порожнинский, восточное тело ЭБ

розоватого полевого шпата ($N_g' \leq 1,540$), иногда окруженными прерывистыми карбонатными оторочками. Местами порода приобретает вид хлоритизированного, карбонатизированного и гематитизированного пузыристого вулканического стекла. Очень характерно для нее также наличие резко ограниченных «пятен» с полностью опацитизированной основной массой, в которой заключены выделения хлоритосерпентина, в своем большинстве имеющие облик псевдоморфоз по очень мелким кристалликам оливина и пироксена (рис.5). Скорее всего, это автолитоиды (в понимании Голланда), которые можно идентифицировать в качестве отвечающих плохо раскристаллизованному пикритовому порфириду. Атакситовость текстуры описываемого пикритового порфирита усиливается из-за наличия в нем разного рода ксеновключений, представленных не только обломочками пород, вмещающих тело взрывных брекчий (преимущественно «микрощебенка» сланца и доломита), но и разного рода «экзотическими» образованиями, одно из которых можно видеть на рис.5. Это обломок почти микроскопической конкреции (?) желтовато-бурого сидерита ($N_o=1,876$), окруженный кварцевой каймой.

Если каждое из «пятен», выделенных в шлифах, которыми представлены пикритовые порфириды центрального тела участка «Светлый», рассматривать как особую разновидность изверженных горных пород, то получим перечень «разновидностей», с некоторым избытком перекрывающий почти всю номенклатуру, на которую опиралось проведенное нами картирование внутренних структур тел пашийских взрывных брекчий и опирается настоящее их описание.

Пикритовые порфириды плохо раскристаллизованные служат цементом эруптивных брекчий в телах участка «Светлый». Преимущественно ими сложены восточное и центральное (?) тела Мало-Порожнинского участка, где по мере обогащения включениями собственно пикритовый порфирит тоже переходит в эруптивную брекчию. Аналогичные пикритовые порфириды широко представлены в закартированных на участке «Светлый» туфобрекчиях из обломков пикритового порфирита и вулканического стекла. Отметим, что термин «эруптивная брекчия» употребляется нами по отношению к породам с петрографически однородной магматической составляющей, в которых разграничение цемента и включений не вызывает никаких затруднений, а «туфобрекчиями» мы именуем породы с явно разнородной магматической компонентой (раскристаллизованные литокласты, витрокласты, кристаллокласты), в которых лито- и витрокласты изверженного материала зачастую выступают «на равных правах» с ксеновключениями.

Плохо раскристаллизованный пикритовый порфирит – фиолетово-серая (до пепельно-серой и красно-серой) порода, по механическим свойствам напоминающая рассланцованный аргиллит, обычно содержит

большее или меньшее количество округлых выделений почти белого или слегка буроватого кальцита, светлозеленого и голубовато-зеленого хлорита. Размеры выделений – от долей миллиметра до 3 мм. В породе всегда присутствуют кальцитовые прожилки: на участке «Светлый» – преимущественно маломощные (часто микроскопические), невыдержанные и немногочисленные, на Мало-Порожнинском участке – мощные (до 1 см и более), чаще всего образующие сплошную сетку и придающие пикриту облик интенсивно брекчированной породы (рис.6, 7).

Под микроскопом базис плохо раскристаллизованного пикритувого порфирита почти непрозрачный, представлен глинистым веществом, пропитанным лейкоксеном и гематитом. В этом базисе заключены мельчайшие выделения бледнозеленого хлоритосерпентина ($N_g'=1,574$; $N_p'=1,570$) в виде неправильных пятен, разного облика шестиугольников (псевдоморфозы по оливину и амфиболу?), прямоугольников, ромбиков, веретенец, овальчиков и т.д. (псевдоморфозы по пироксену, слюде и оливину?). В прямоугольных и веретенообразных выделениях хлоритосерпентин обычно ассоциируется с лейкоксеном и кварцем, в шестиугольниках и овальчиках – с кальцитом и кварцем. Сопоставление рис.5 и 6, 7 свидетельствует о несомненной близости описанной основной массы плохо раскристаллизованного пикритувого порфирита к упоминавшимся выше автолитам из пикритувого порфирита центрального тела участка «Светлый». Однако в автолитах никаких псевдоморфоз по порфириновым вкрапленникам и миндалевидных выделений нет, а для плохо раскристаллизованного пикритувого порфирита те и другие весьма обычны (рис.7). Почти всегда они сложены карбонатным веществом, к которому могут присоединяться хлоритосерпентин и кварц. Все явные псевдоморфозы по самым крупным порфириновым вкраплениям–кристаллам, несомненно, образованы по оливину и в единичных случаях, возможно, по не столь сильно отличающимся по своим размерам от микролитов идиоморфным кристалликам амфибола и слюды. Доказательства присутствия псевдоморфоз по пироксеновым вкрапленникам нам получить не удалось. Не выяснено до конца и происхождение миндалевидных выделений: среди них есть явные псевдоморфозы по округленным зернам оливина, но много и таких выделений, которые кажутся миндалинами. Если это все же псевдоморфозы по принявшим шарообразные и эллипсоидальные формы зернам оливина, то в качестве специфической особенности наших плохо раскристаллизованных пикритувых порфиритов придется назвать наличие среди них разновидностей с большим (до 25%) содержанием псевдоморфоз по оливиновым вкрапленникам (и включениям), линейные размеры которых в 10-50 раз больше размеров микролитов того же состава.

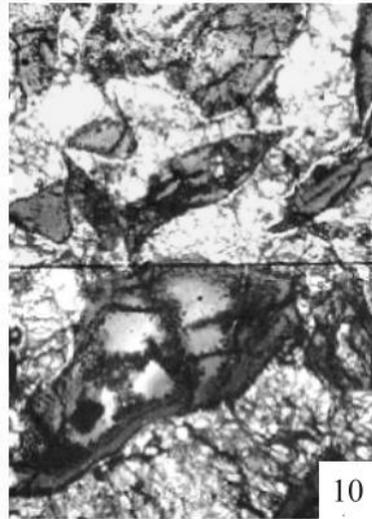
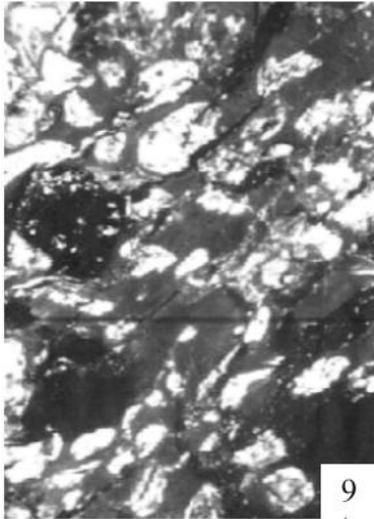
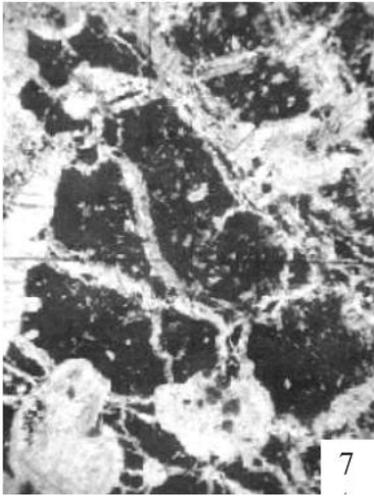


Рис. 7. Пикритовый порфирит с псевдоморфозами по вкрапленникам и миндалинам (?) (николи //), участок Мало-Порожнинский, центральное тело ЭБ

Рис. 8. Пикритовый порфирит Танчихинского тела ЭБ (николи //)

Рис. 9. Пузыристое (?) вулканическое стекло из витро-лито-кластической туфобрекчии (николи //), участок «Светлый», восточное тело ЭБ

Рис. 10. Туфобрекчия безмикролитового пикритового порфирита (николи //), участок Мало-Порожнинский, западное тело ЭБ

Итак, карбонатные прожилки, характерные для этих пород, кажутся (рис.6, 7) «наложенными» на них и имеют мощности, нередко измеряемые несколькими сантиметрами, на контактах тел взрывных брекчий ни одного случая выхода указанных прожилков во вмещающие породы не отмечено.

Пикритовый порфирит Танчихинского участка является цементом взрывной (эруптивной) брекчий. Макроскопически очень похож на пикрит-мончикитовый порфирит участка «Светлый», но под микроскопом выглядит по-другому. Основная масса породы серая полупрозрачная, запыленная рудным веществом, почти недвупреломляющая. Благодаря неравномерному распределению рудной пыли обнаруживает некоторое подобие перлитовой структуры (рис.8). В основной массе заключены псевдоморфозы по порфирическим вкрапленникам темноцветных минералов (размеры до 0,5 мм) и редкие миндалевидные выделения. Псевдоморфозы сложены кварцем, халцедоном, хлоритом, чешуйками зеленой слюды. Отмечено немало ромбических, прямоугольных и правильношестиугольных вкрапленников, сложенных только слюдой. Слюда плеохроирует по прямой схеме от синевато-зеленого цвета до светложелтого, в коноскопе дает фигуру двусосного оптически отрицательного минерала с углом оптических осей более 30° , $N_g' = 1,58$, интерференционная окраска синяя 3-го порядка. Встречающиеся в пикритовых порфиритах Танчихинского тела миндалевидные выделения имеют кремнисто-хлоритовый или кварцево-хлоритовый состав.

Пикритовый порфирит Боровухинского участка даже по внешнему виду значительно отличается от всех описанных выше разновидностей. Это зеленовато-бурая брекчиевидная порода с довольно крупными (до 5 мм) темнозелеными и почти черными вкрапленниками. Под микроскопом структура породы невадитовая. 35-40% ее объема приходится на вытянутые шестиугольные и изометричные «более многоугольные» псевдоморфозы кварца, хлорита, карбонатов, рудных минералов по сильно растрескавшимся порфирическим вкрапленникам оливина (?). Облик псевдоморфоз петельчатый: кварц, кальцит, доломит – преобладающий материал псевдоморфозы; желто-зеленые чешуйки и веерообразные розетки хлорита около петельчатых «трещин». Основная масса породы - хлорит с реликтами призматических микролитов, замещенных лейкоксен-хлоритовыми агрегатами; много зерен магнетита, гематита, хромита. Облик брекчиевидной породы создается густой сетью кварцево-карбонатных прожилков.

Туфобрекчий из обломков пикритового порфирита и вулканического стекла (витро-литокластические пикрит-кальмончикитовые туфобрекчий) слагают северные части восточного и центрального тел участка «Светлый». Макроскопически видны крупные

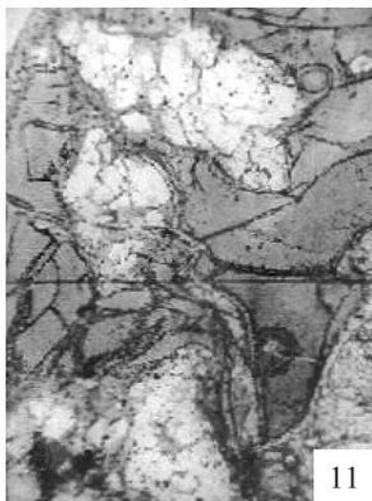
(до 10-15 см) буровато-светлосерые карбонатные «пятна», связанные постепенными переходами со столь же крупными пепельно-серыми и красновато-серыми «пятнами», усеянными очень мелкими округлыми выделениями хлорита и карбонатов. В этой пятнистой массе заключены мелкие и крупные (до 15 см) слегка округленные в краях красновато-серые литокласты уже описанного плохо раскристаллизованного пикритового порфирита и более мелкие (до 2 см) угловатые, с извилистыми контурами, буровато-зеленые обломки пузыристого (?) вулканического стекла. Литокласты обычно характеризуются наличием большого количества миндалевидных выделений карбонатов. Многие литокласты имеют четко выраженные чисто карбонатные оторочки. Другие литокласты к краям начинают характеризоваться заметным уменьшением размеров миндалевидных выделений и появлением среди них выполненных не только карбонатами, но также бледнозеленым хлоритом и кварцем. Для литокластов без «чисто карбонатных» оторочек иногда характерно формирование похожих на оторочки образований за счет постепенного увеличения количества мелких миндалевидных карбонатных выделений, доходящего до слияния в почти сплошную карбонатную массу. Витрокласты сложены практически недупреломляющим слабо просвечивающим буровато-серым веществом, пятнами переходящим в непрозрачную массу. Ориентировка «пятен» обычно придает основной массе флюидалный облик (рис.9). В основной массе всегда встречается большее или меньшее количество эллипсовидных и реже геометрически неправильных выделений бледнозеленого, зеленого или голубовато-зеленого хлорита, иногда ассоциирующегося с карбонатными минералами и боулингом. Местами появляются также мелкие выделения хлорита, похожие на псевдоморфозы по микролитам, и тогда мы видим нечто, очень напоминающее описанные выше автолиты из пикритовых порфиритов центрального тела участка «Светлый».

Поскольку эллипсовидные выделения хлорита могут быть истолкованы не только как пузыри, но и, по меньшей мере, некоторые из них (имеющие соответствующую форму, содержащие не только хлорит, но и боулингом, карбонаты) как псевдоморфозы по мелким (десятые доли мм) зернам оливина, правомерность применения по отношению к описываемым образованиям термина «витрокласт» может быть поставлена под сомнение. Однако мы предпочитаем пользоваться именно этим термином: как видно из рис.9 (представляющего участок шлифа с непомерно большой долей «оливиноподобных» выделений и с несколько пониженной объемной долей стекловатой массы), основной структурно-текстурный мотив характеризуемой породы – ярко выраженные признаки ее формирования за счет очень быстрого застывания однонаправленно текущей лавы.

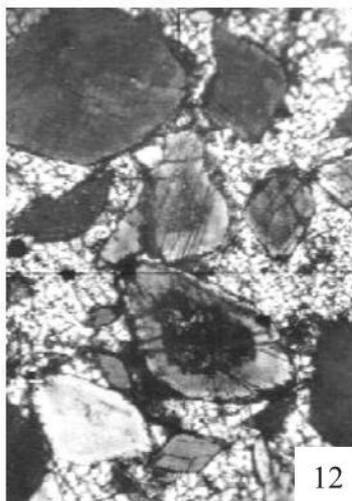
Кристалло-витрокластическая туфобрекчия из Боровухинского тела взрывных брекчий имеет облик буровато-зеленовато-серого псаммитового туфа. Под микроскопом видны тесно прилегающие друг к другу кусочки измененного вулканического стекла, аналогичного встреченному в витро-литокластических туфобрекчиях участка «Светлый» (и отображенного на рис.9); мелкие (до 2 мм) зернышки слегка хлоритизированного бесцветного моноклинного пироксена ($cN_g=45^\circ$, $N_g'=1,728$, $N_p'=1,706$, $2V=60^\circ$); жилки и «пятна» хлорита, кварца, халцедона, карбонатов.

Туфобрекчии безмикрولитового пикритового порфирита развиты в восточном теле взрывных брекчий на участке «Светлый» (рис.1) и в западном теле на участке Мало-Порожнинском (рис.2). Это буровато-желтые карбонатные породы с более или менее многочисленными темнозелеными крупными (до 1 см) причудливых очертаний «включениями» вулканического стекла. В этой собственно туфобрекчиевой массе содержатся еще более крупные (до 20 см) ксенолиты доломита (на участке «Светлый»), «нодули» бурой спилитоподобной породы (на участке Мало-Порожнинском), щебенка глинизированных (замещение серицита глинистыми минералами с потерей сланцеватости и общим обесцвечиванием) сланцев.

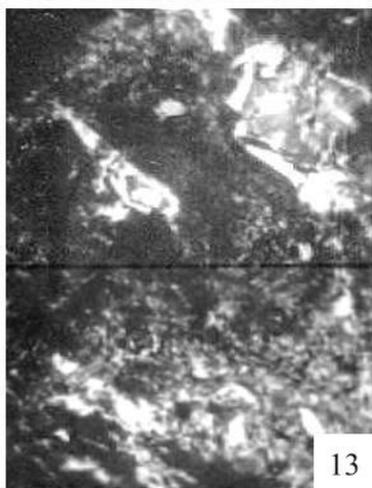
Под микроскопом видны (рис.10) сцементированные карбонатами частицы хлорофентизированного (буровато-зеленое слабо двупреломляющее плотное вещество с показателем преломления $N \leq 1,54$) вулканического стекла. В стекле видны точечные непрозрачные выделения лейкоксена, группирующихся в цепочки, конформные контурам частиц или приуроченные к трещинкам внутри частиц. В некоторых частицах стекла наблюдаются крупные кварцево-карбонатные псевдоморфозы по кристаллам оливина (и пироксена?), а также пузырьки, выполненные кварцем, карбонатами или тем же лейкоксенсодержащим хлорофентом (рис.11). Карбонатная цементирующая масса описываемых туфобрекчий представлена кальцитом и доломитом, к которым иногда присоединяются зерна кварца, радиально-лучистые агрегаты кварцина. Очень часто некоторые скопления зерен карбонатов и кварца, образующие «цементирующую массу», производят впечатление псевдоморфоз по крупным (1 мм и более) кристаллам с прямоугольными или удлинненно-шестиугольными сечениями, что могло бы стать основанием для применения к описываемой породе термина «витрокристаллокластическая туфобрекчия», но мы предпочитаем более нейтральный термин, подчеркивающий полнейшее отсутствие признаков раскристаллизации основной массы витрокластов (при наличии отдельных порфировых вкрапленников и их скоплений). Пример строения цементирующей массы туфобрекчии безмикрولитового пикритового



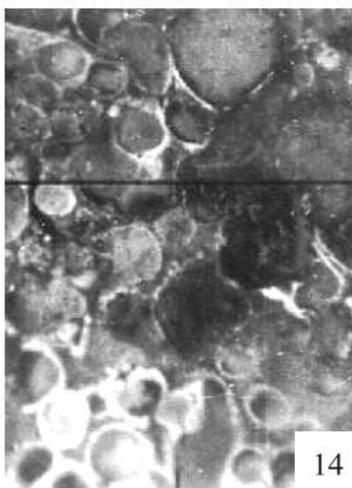
11



12



13



14

Рис. 11. Туфобрекчия безмикролитового пикритового порфирита. Витрокласт с псевдоморфозами по вкрапленникам (николи //), участок Мало-Порожнинский, западное тело ЭБ

Рис. 12. «Цементирующая» масса туфобрекчии. Псевдоморфозы по кристаллам оливина (?) (николи //), участок «Светлый», восточное тело ЭБ

Рис. 13. Монтмориллонитизированная туфобрекчия (николи //), участок Мало-Порожнинский, западное тело ЭБ

Рис. 14. Основная масса монтмориллонитизированной туфобрекчии (николи //, большое увеличение), участок Мало-Порожнинский, западное тело ЭБ

порфирита, наводящего на мысль об изначальной кристаллокластической структуре этой массы, приведен на рис.12. Признаки возможного присутствия псевдоморфоз по зернам оливина выступают, как нам кажется, достаточно четко ввиду их преимущественно карбонатного или чисто кварцевого состава при карбонатно-кремнистом составе промежуточной массы.

Монтмориллонитизированные туфобрекчии широко распространены на участках «Светлый» и Мало-Порожнинский, нацело слагают Ольховское тело. Однако, как уже отмечалось, туфобрекчии Ольховского тела специфичны не столько по своему составу и структуре, сколько в силу возможного генезиса этого тела (не дайка, а дислокационный диапир). В настоящей работе ольховские туфобрекчии мы рассматривать не будем.

Монтмориллонитизированная туфобрекчия – это типичный «эндопелит» [8]. Цементирующая масса туфобрекчии большей частью имеет характер глины, обычно не отличающейся высокой пластичностью. Для нее характерна пятнисто-полосчатая окраска: в одних участках – красновато-серая до фиолетовой, в других – пепельно-серая, в третьих – желто-бурая, в четвертых – фишашково-зеленая до голубовато-зеленой. Разноцветные пятна и полосы имеют самые разнообразные формы, размеры их меняются от долей сантиметра до многих дециметров. Чаще всего пятно определенного цвета производит впечатление «обломка», включенного в материал иной окраски. Полосы разных цветов имеют облик жилообразных зон с крутыми падениями. На участках «Светлый» и Мало-Порожнинский преобладающие тона окраски – красновато-серый до фиолетового и пепельно-серый (пятна и полосы желто-бурые и зеленоватых тонов). Желто-бурые полосы и пятна большей частью фиксируют зоны интенсивной карбонатизации или окремнения вещества туфобрекчий. Детальное исследование вещественного состава глины, являющейся основным компонентом описываемой туфобрекчии, показало [10,11], что это монтмориллонит с содержанием окиси железа порядка 7-13,5 % (существенная примесь нонтронита), характеризующийся почти чисто калиевым составом обменных катионов и довольно резкими колебаниями интенсивности замещения аллюминием железа в октаэдрическом слое. Изучением оптических свойств фракции < 0.001 мм в ориентированных агрегатах установлено, что показатели преломления частиц колеблются в очень широких пределах (N_g' от 1,574 до 1,591; N_p' от 1,549 до 1,564), что вполне обычно для монтмориллонитов с несколько повышенной железистостью. В шлифах цемент монтмориллонитизированной туфобрекчии выглядит как слабо просвечивающая масса темнубурого или зеленовато-темнубурого цвета, заключающая в себе выделения, сложенные хлоритоподобными и слюдоподобными

минералами, халцедоном, кварцем, карбонатами и анальцимом (несмотря на бедность монтмориллонитизированных туфобрекчий натрием?). Форма выделений меняется от абсолютно неправильной до округлой или овальной, прямоугольной, бокаловидной, клиновидной (при полном отсутствии заведомых псевдоморфоз по зернам оливина). Некоторое представление о структуре породы дают рис.13 и 14. Последний рисунок отвечает микрофотографии, сделанной при очень большом (порядка 200) увеличении в целях исследования структуры слабо просвечивающей основной массы породы. Отчетливо видно своего рода «микроолитовое» (или «микронодулярное») строение этой массы, по мнению некоторых исследователей [5], обычное для пород, слагающих трубки взрыва, и обусловленное особыми условиями циркуляции в этих трубках постмагматических растворов. Хлоритоподобное вещество монтмориллонитизированных туфобрекчий обладает крайне изменчивыми свойствами: цвет меняется от светложелтого до зеленого и бурого, показатель преломления у бледноокрашенных разновидностей – порядка 1,57, у зеленых – от 1,591 до 1,602. Слюдоподобные минералы обычно обладают коричнево-бурой окраской, не очень высоким (до 0,03) дву-преломлением, $N_g \leq 1,58$, что может соответствовать вермикулитам.

Сведения о химическом составе некоторых наиболее характерных образцов пикрит-мончикитовых, пикритовых порфиринов и туфобрекчий приводятся в таблице. Детальный анализ этих данных не входит в число задач настоящего сообщения. Мы лишь повторим ранее сделанное заключение [10, 11], согласно которому некарбонатизированные разновидности рассматриваемых пород занимают как бы промежуточное положение между пикритами, с одной стороны, и лампрофирами группы мончикита (самыми богатыми калием представителями пород мончикитового ряда), с другой. По очень высоким содержаниям титана пикрит-мончикиты Пашийского алмазоносного района ближе всего стоят к фурчиту (титан-авгитовому мончикиту). Особо подчеркнем резкое отличие пашийских пикрит-калимончикитовых пород от пикритоподобных перидотитов и пикритовых порфиринов, в свое время выделенных Н.П. Старковым [7] в качестве «древней формации пикритовых порфиринов западного склона Урала». В породах упомянутой «формации» содержание TiO_2 обычно не достигает и третьей части уровня, характерного для пашийских взрывных пикрит-калимончикитовых брекчий, а содержание магния, наоборот, минимум в 1,5-2 раза превосходит наблюдающееся в взрывных брекчиях. В породах «древней формации...» окиси натрия в среднем в 2,5 раза больше, чем окиси калия. Для пашийских взрывных брекчий характерно не менее чем трехкратное превышение концентраций K_2O относительно концентраций Na_2O . Поэтому мы удивлены, что до сих пор появляются работы, в

Химический состав пикрит-калимончикитовых взрывчатых
брекчий Пашийского алмазоносного района

Оксиды	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	44,43	44,50	42,43	30,74	30,10	32,23
TiO ₂	3,92	3,08	2,12	2,20	1,20	3,91
Al ₂ O ₃	8,62	14,34	15,06	8,58	9,70	11,82
Fe ₂ O ₃	14,21	13,61	12,23	6,32	5,91	5,16
FeO	1,43	1,71	2,13	0,15	0,89	0,92
MnO	0,07	0,08	0,17	0,08	0,17	0,03
MgO	11,25	8,86	11,48	8,61	10,50	7,00
CaO	5,59	3,90	2,98	17,93	15,10	16,41
Na ₂ O	0,09	0,23	0,59	0,04	0,03	0,05
K ₂ O	1,90	2,08	1,81	2,28	2,21	3,91
P ₂ O ₅	0,33	0,38	0,27	0,29	0,25	0,45
П.п.п.	8,68	7,93	7,28	23,00	23,50	18,58
Σ	100,52	100,70	98,45	100,22	99,56	100,47
	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	36,08	32,94	45,14	49,69	35,60	41,60
TiO ₂	3,69	3,17	3,70	4,64	4,11	2,90
Al ₂ O ₃	7,75	9,18	8,97	12,67	9,67	12,00
Fe ₂ O ₃	10,75	10,44	12,78	9,31	10,97	11,45
FeO	0,26	0,67	0,57	0,52	0,11	1,13
MnO	0,09	0,11	0,11	0,13	0,30	0,27
MgO	8,71	7,52	3,24	3,53	3,27	3,30
CaO	12,62	15,30	8,24	2,37	16,92	10,90
Na ₂ O	0,08	0,11	0,13	0,10	0,02	0,24
K ₂ O	2,04	2,25	2,46	3,36	3,10	3,03
P ₂ O ₅	0,74	0,47	0,59	0,00	0,77	0,48
П.п.п.	17,37	18,01	11,18	13,27	15,17	13,10
Σ	100,18	100,17	97,11	99,59	100,01	100,40

1–пикрит-мончикитовый порфирит (обр.1106а, восточное тело взрывчатых брекчий, участок «Светлый»); 2-пикритовый порфирит (обр.1130, центральное тело взрывчатых брекчий, участок «Светлый»); 3–пикритовый порфирит (обр.360, Танчихинское тело взрывчатых брекчий); 4–пикритовый порфирит плохо раскристаллизованный, сильно карбонатизированный (обр.1117, центральное тело взрывчатых брекчий, участок «Светлый»); 5–пикритовый порфирит плохо раскристаллизованный, сильно карбонатизированный (обр.113, восточное тело взрывчатых брекчий, Мало-Порожнинский участок); 6– туфобрекчия безмикрولитового пикритового порфирита (обр.81, западное тело взрывчатых брекчий, Мало-Порожнинский участок); 7–туфобрекчия витро-литокластическая (обр.1133, восточное тело взрывчатых брекчий, участок «Светлый»); 8-туфобрекчия витро-литокластическая (обр.130, центральное тело взрывчатых брекчий, участок «Светлый»); 9–монтмориллонитизированная туфобрекчия (обр.1104а, восточное тело взрывчатых брекчий, участок «Светлый»); 10–монтмориллонитизированная туфобрекчия (обр.11а, западное тело взрывчатых брекчий, Мало-Порожнинский участок); 11–монтмориллонитизированная туфобрекчия с повышенной карбонатизацией (обр.12е, западное тело взрывчатых брекчий, Мало-Порожнинский участок); 12–монтмориллонитизированная туфобрекчия с очень слабой карбонатизацией (обр.34, западное тело взрывчатых брекчий, Мало-Порожнинский участок).

которых пашийские взрывчатые брекчи (породы благодатского комплекса) рассматриваются совместно с породами «древней формации...» Н.П. Старкова.

Как отмечено в работах [10,11], характернейшей геохимической особенностью пикрит-калимончикитовых взрывчатых брекчий Пашийского алмазоносного района является их заметная обогащенность не только калием и титаном, но и хромом (содержания до 0,15%), никелем (тоже до 0,15%), кобальтом (до 0,01%), ниобием (до 0,01%). Интересно, что максимальные содержания почти всех перечисленных химических элементов фиксировались в туфобрекчиях безмикрولитового пикритового порфирита. Заслуживают упоминания высокие содержания церия, отмечавшиеся в извлеченных из протолок взрывчатых брекчий так называемых фосфатных шариках. Сочетание «элементов ультраосновных магм» (никель, хром), типичных для щелочных базальтоидов титана с ниобием и церием, достаточно характерно для ультраосновных щелочных пород вообще и их алмазопродуктивных представителей в особенности.

Уровень минералогической изученности пикрит-калимончикитовых взрывчатых брекчий Пашийского алмазоносного района до сих пор весьма низкий. Тяжелая фракция протолок цемента взрывчатых брекчий характеризуется резким преобладанием минералов – оксидов и гидроксидов железа, титана и марганца, но в малых концентрациях в ней почти постоянно отмечаются хромшпинелиды, цирконы, пироксены, разнообразные сульфиды и, что особенно характерно, богатые алюминием, кальцием, церием и барием (но не стронцием!) фосфатные шарики, округленные зерна ставролита и кианита, остроугольные обломки зерен корунда и гранатов, в том числе бледнорозового пироп-альмандин с N=1,767-1,780. Вопрос о возможной принадлежности некоторых из перечисленных минералов к категории уральских минералов-индикаторов алмазности был поставлен нами в 1965г. [9] и с большей полнотой раскрыт в недавней публикации [14].

Цель настоящего сообщения – обратить внимание геологов на факты и соображения, знание которых позволяет автору говорить об абсолютной неправдоподобности уже получивших широкое распространение представлений о мезо-кайнозойском возрасте магматических первоисточников алмаза, недавно найденных на Полюдовом Кряже: трудно поверить, что мезо-кайнозойский магматизм западного склона Северного Урала мог во всех своих основных чертах, на что обращалось внимание в работах [13, 15], повторить взрывчатый магматизм поздневенлокского-раннелудловского возраста, проявившийся на территории Пашийского алмазоносного района. Оголтелый фиксизм кажется

нам столь же неприемлемым, как и неумеренное пристрастие к ультра-мобилистским концепциям.

С учетом возможного использования фактических материалов и теоретических положений данной статьи специалистами, ведущими поиски первоисточников уральских алмазов в наши дни, автор обращает внимание на следующее. Мы не видим никаких оснований для пересмотра основных выводов диссертационной работы [11], отказываясь лишь от обосновывавшегося в диссертации предположения о наличии в Пашийском районе не только поздневенлокского–раннелудловского, но и послезейфельского эксплозивного магматизма, связанного с уже упоминавшейся заменой трактовки Ольховского тела монтмориллонитизированных туфобрекчий как подлинной интрузии отнесением этого тела к послекарбоновым дислокационным диапирам. Основная причина того, что наши работы 1960-х гг. не привели к открытию промышленно алмазоносных изверженных горных пород в Пашийском алмазоносном районе, заключается (о чем уже говорилось) в тогдашней жесткой ориентации на дайковые (и жерловые) фации эксплозивных брекчий. Итак, дальнейшие исследования необходимо направить на выявление так называемых кратерных (туффизитовых, ксенотуффизитовых, туфовых, туффитовых) фаций эксплозивного пикрит-калимончикитового магматизма и детальное изучение своеобразных пород, которые на карте рис.2 фигурируют под наименованием «опестренные сланцы».

Библиографический список

1. Геологический словарь в двух томах. Т.2. М.: Недра, 1973. 456с.
2. *Зильберман А.М.* Некоторые вопросы корреляции магматических комплексов западного склона Урала // Моделирование геологических систем и процессов: Мат-лы регион. научной конф. / Перм.ун-т. Пермь, 1996. С.46-49.
3. К минералогии территории междуречья рек Яйвы и Вильвы на Среднем Урале / В.Г. Лебедев и др. // Проблемы геологии Пермского Урала и Приуралья: Мат-лы регион. научной конф. / Перм.ун-т. Пермь, 1998. С.8-12.
4. *Кренделев Ф.П.* Перспективы поисков древних металлоносных конгломератов в Сибири // Геология и геофизика. 1965. № 3. С.3-24.
5. *Павлов А.Л.* Метасоматические оолиты и концентрическизональные образования Красноярского месторождения (Ангаро-Илимский район)//Геология и геофизика. 1965. № 4. С.178-182.
6. *Попов Ю.Б., Тиркель М.Г., Мелекесцева И.Ю.* Новое об алмазоносных породах Австралии и их генезисе//Прогнозирование и поиски коренных алмазоносных месторождений: Тез. докл. Международной научно-практич. конф., 21-23 сентября 1999г. Симферополь-Судак, 1999. С.352-353.
7. *Старков Н.П.* Древняя формация пикритовых порфиритов западного склона Урала // Докл. АН СССР. 1967. Т.177. № 1. С.189-192.
8. *Чайковский И.И.* Типизация алмазоносных флюидно-эксплозивных образований Северного Урала // Вестник Перм. ун-та. Геология. Пермь, 1997. Вып.4. С.53-66.

9. *Шурубор Ю.В.* Статистическая обработка данных шлихового опробования с целью выявления минералов-спутников алмаза // Советская геология. 1965. №8. С.115-125.

10. *Шурубор Ю.В.* Об эксплозивных брекчиях ультраосновных щелочных базальтоидов на западном склоне Среднего Урала // Докл. АН СССР. 1967. Т.177. № 4. С.917-920.

11. *Шурубор Ю.В.* Интрузивные фации щелочных базальтоидов в Пашийском районе на западном склоне Среднего Урала: Автореф. дис...канд. геол.-минерал. наук / ИГГ УрО АН СССР. Свердловск, 1968. 24с.

12. *Шурубор Ю.В.* Жильные изверженные породы Пашийского района на западном склоне Среднего Урала // Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала: Тр. II Урал. петрограф. совещ. Т.3. Свердловск, 1969. С.269-274.

13. *Шурубор Ю.В.* Инициативная экспертиза сообщений об открытии магматических источников алмаза на Урале // Отечественная геология. 1998. №2. С.42-45.

14. *Шурубор Ю.В.* Западно-уральские минералы-индикаторы алмазоносности: неконформистские попытки решения проблемы // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Мат-лы научной конф./ Перм. ун-т. Пермь, 1999. С.32-35.

15. *Шурубор Ю.В.* К обоснованию модели мозаичной алмазоносной толщи с проявлениями дислокационного диапиризма и грязевого вулканизма // Геология Западного Урала на пороге XXI века: Мат-лы регион. научной конф. / Перм. ун-т. Пермь, 1999. С.40-43.

Ф.А. Курбацкая
Пермский университет

К ПРОБЛЕМЕ КОРЕННОЙ АЛМАЗОНОСНОСТИ ПОЛЮДОВО-КСЕНОФОНТОВСКОЙ ПРОВИНЦИИ

Основные вехи в истории изучения геологии Вишерского края связаны с находками первых алмазов, промышленной разработкой россыпей, депрессионно-карстовых депрессий и находками коренных источников алмазов, так называемых туффизитов. Запасы россыпных месторождений в значительной мере истощены к настоящему времени и главные направления геолого-поисковых и геолого-разведочных работ связаны с коренными источниками. Относительно происхождения туффизитов существуют различные гипотезы А.Я. Рыбальченко [2], И.И. Чайковского [4], А.М. Чумакова [5] и др.

Что же нам известно в действительности об этих породах, времени их появления, становлении и степени алмазоносности? Правда, не

следует забывать, что история изучения россыпей насчитывает более полувека, а туффизиты обнаружены совсем недавно. Кроме того, интенсивные вторичные преобразования пород, отсутствие эталонных разрезов, малые объемы глубокого бурения и малые объемы опробования не позволяют пока решить многие вопросы данной проблемы. Тем не менее, есть необходимость подведения кратких итогов по результатам их изучения. Достоверно известно, что в Полюдово-Ксенофоновской провинции [1] открыты новые для данного региона взрывоинъекционные образования высокоэксплозивных магм щелочно-ультраосновного состава, близкие по петрохимии к лампроитам орендит-мадупитового ряда [2], а также установлено пространственное совмещение более чем на 75% россыпей алмазов с местами выхода туффизитов. Таким образом, эмпирически установлен петрографический и литолого-тектонический контроль за искомыми магматитами. Гораздо менее ясными остаются геофизические, геохимические и минералогические критерии.

Очевидно, что для прогнозирования коренных месторождений алмазов необходимы четкие комплексные критерии, разработка которых является одной из первостепенных задач.

Начавшаяся отработка лицензионных участков и вложение крупных финансовых средств позволит выработать эффективную стратегию поисков и разведки этих месторождений. Однако одним из слабых звеньев для достижения цели на данном этапе является дефицит квалифицированных кадров. Эта задача вполне решаема, если Пермские вузы по линии магистратур срочно подготовят специалистов по геофизическому, геохимическому, петрографическому и минералогическому направлениям.

Кроме того, необходимо, на наш взгляд, подключить к успешному решению данной проблемы сотрудников соответствующего профиля Пермских вузов и научных учреждений, выделив средства для научно-исследовательских работ.

Библиографический список

1. Курбацкая Ф.А. Сопоставление геолого-тектонической позиции взрывоинъекционных магматитов Полюдово-Колчимского антиклинория, Верхне-Ухтымской антиклинали и Ксенофоновского поднятия // Геология и полезные ископаемые Западного Урала: Мат-лы регион. конф. Пермь / Перм. ун-т, 2000. С. 26-32.
2. Рыбальченко А.Я. Модель алмазоносных флюидизатно-взрывных структур уральского типа // Прогнозирование и поиски коренных алмазных месторождений: Тез. докл. междунар. науч.-практ. конф. Симферополь-Судак, 1999. С. 158-163.

3. Рыбальченко А.Я., Колобянин В.Я., Лукьянова Л.И. и др. О новом типе коренных источников алмазов на Урале // Докл. РАН. 1997. Т. 353. № 1. С. 30-33.

4. Чайковский И.И. Петрология и минералогия интрузивных алмазонасных пирокластитов Вишерского Урала. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 2001. 324 с.

5. Чумаков Н.М., Эсмонтович И.А. О гидротермально-метасоматически- флюидной гипотезе образования алмазов Красновишерского района // Проблемы геологии Пермского Урала и Приуралья: Мат-лы регион. науч. конф. Пермь / Перм. ун-т, 1998. С. 57-59.

И.И. Чайковский¹, Л.П. Нельзин², С.В. Савченко²
¹Пермский университет, ²ФГУП «Геокарта-Пермь»

ГЕОЛОГИЯ И ПЕТРОГРАФИЯ ПЕРМЯКОВСКОЙ ДИАТРЕМЫ (ОПЫТ ТИПИЗАЦИИ ПОРОД ЭКСПЛОЗИВНО-ВУЛКАНИЧЕСКИХ СТРУКТУР)

В настоящей статье обобщены основные результаты геологических и петрографических работ, проводимых ПГГСП «Геокарта» в районе Пермяковского рудника под руководством Л.П. Нельзина в течение последних десяти лет. Изучение бурожелезняковых месторождений Кыновского района, привлекших к себе внимание как возможные остаточные коры выветривания над раннемезозойскими проблематичными магматическими породами ультра- и основного состава [5], подтвердило правильность выбранной гипотезы. Бурение и исследование вещественного состава пород показало, что округлое в плане тело, залегающее среди турнейских известняков и окруженное по периферии мелкими рудниками, представляет собой чашеобразный взрывной аппарат – маар (диатрему), выполненный обломочным ксеногенным и измененным пирокластическим материалом.

1. Геологическое строение диатремы

В строении взрывной структуры (рис. 1) могут быть выделены три фациальных комплекса: 1) отложения кратерного озера (?); 2) собственно кратерные образования; 3) ореол измененных известняков, инъецированных жилами пепловых туфов.

Отложения кратерного озера выделены из состава структуры по литологическим и минералогическим признакам. Это глины с обломками перемытых местных пород (известняков, песчаников, железных руд), содержащие комплекс минералов (ставролит, кианит, андалузит, ганит, циркон и др.), типоморфный для неогеновых отложений

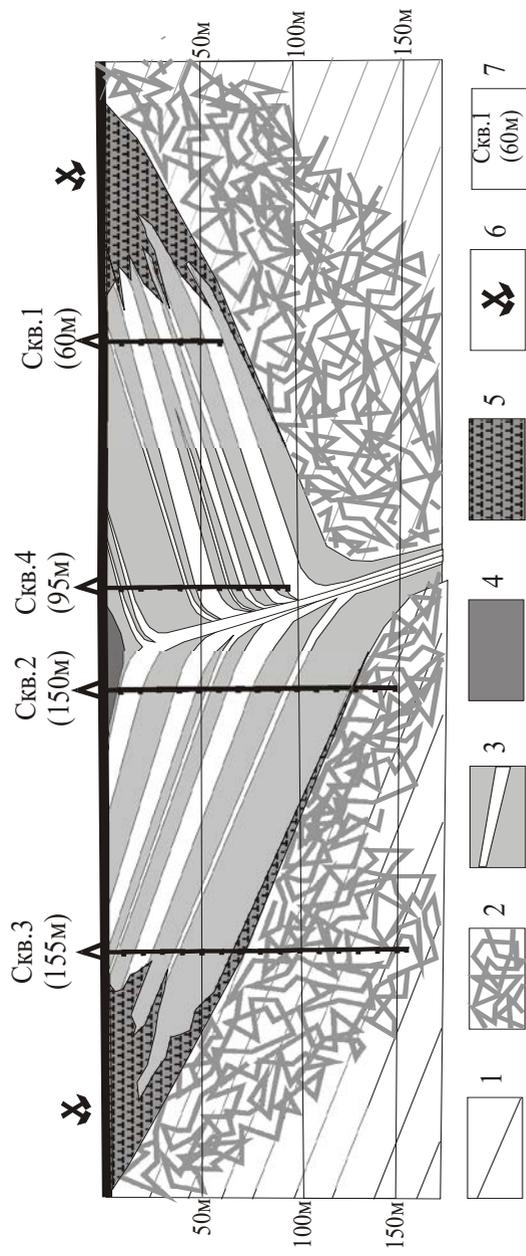


Рис. 1. Геологический разрез через Пермьяковскую диаптру: 1 – известняки турнейского яруса (C_{1t}); 2 – ореол измененных известняков, инфицированных жилами пелловых туфов; 3 – кратерные образования, сложенные преимущественно «глинистыми» пачками (лапилливо-пелловых туфов и ксенотуфов) с прослоями «песчаных» (пелловых ксенотуфов и дезинтегрированного песчаного материала); 4 – отложения кратерного озера: переслаивающиеся песчано-глинистые отложения; 5 – зоны развития бурожелезнякового оруденения; 6 – заброшенные рудники по добыче бурого железа; 7 – номера скважин и их глубина

региона [3] и резко отличающийся от аксессуаров самой диатремы. Они приурочены к прицентральной части мульды и выполняют чашеобразную впадину мощностью более 10 м.

Кратерные образования представлены переслаивающимися пачками преимущественно глинистого и песчаного состава с центри-клинальным падением. По консистенции «песчаные» пачки, в основном, рыхлые и сложены терригенным материалом: песком, щебнем и глыбами кварцитопесчаников. В подчиненном количестве может присутствовать глинистый цемент. В «глинистых» прослоях содержится более 50 об.% глинистых минералов, которые могут быть как рыхлыми, так и не разбухающими в воде консолидированными образованиями, похожими на алевролиты и аргиллиты. Переходы между пачками постепенные и нередко с тонкими пропластками между собой. Мощность «глинистых» слоев, слагающих основную часть диатремы (около 73 %), варьирует от 4 до 30 м, а «песчаных» – от 1 до 12 м. Пачки выдержаны по простиранию, хотя от центра структуры к краю они несколько утоняются. В западном крыле выделяется 11 пачек, а в восточном 15-19, отражая асимметричное строение кратерной части, что, возможно, связано с моно-клинальным залеганием вмещающих пород и различной крутизной стенок. Схожая расслоенность и асимметричность характерна для раструбов лампроитовых трубок Австралии [1]. Также как и Пермьковская диатрема они состоят из переслаивающихся пачек, падающих полого (15-20°) в сторону жерловой части. Образование подобной структуры обусловлено многократным отложением ксеногенного и пирокластического материала из базисной волны, отделяющейся из головной части флюидно-магматической колонны.

Ореол измененных известняков с жилами пирокластитов. За пределами диатремы широко развиты жилы мощностью до первых метров, выполненные литифицированными глинистыми минералами с реликтовой туфовой структурой. Сами вмещающие породы, окружающие диатрему брекчированы, перекристаллизованы и контаминированы пирокластическим материалом. Скважины, вскрывшие экзо-контактные части трубки, показали, что ореол изменения с жилами туфов имеет ширину более 25-65 м.

2. Петрография диатремы

Аналогично алмазоносным пирокластитам Вишерского Урала породы Пермьковской диатремы имеют различное соотношение ксеногенного (песчано-кварцевого или карбонатного) и глинистого материала и макроскопически похожи на обычные осадочные, в большинстве случаев, нелитифицированные, образования. Однако пелитовая составляющая по структурно-текстурным микропетрографическим признакам отвечает в различной степени измененной вулканокластике. По содер-

жанию ксеногенного материала эти породы (или рыхлые отложения) разделены нами условно на три группы: 0-10 % – туфы; 10-90 % – ксенотуфы; 90-100 % – песок (реже дресва и щебень) кварцевый или карбонатный с примесью тефры.

Породы кратерной части.

Основными минеральными фазами, слагающими чашеобразную часть (раструб) диатремы, являются в различной степени дезинтегрированный материал кварцитопесчаников, не встреченный в ближайшем окружении трубки, и пирокластита. По соотношению этих составляющих кратерной части могут быть выделены три группы пород: лапиллиево-пепловые и пепловые туфы (1); пепловые ксенотуфы (2) и песок с примесью тефры (3). Туфы и ксенотуфы слагают «глинистые» пачки, а ксенотуфы и песок – «песчаные».

Лапиллиево-пепловые и пепловые туфы (ксентуфы) представлены серовато-желтыми и коричневыми флюидально-полосчатыми, флюидально-линзовидными и брекчиевидными породами, сложенными вулканогенным материалом различной размерности и ксеногенными обломками преимущественно песчано-кварцевого состава (0-10 % в туфах и 10-90 об.% – в ксенотуфах). Цемент представлен, в основном, крипстокристаллической массой с выделениями микролитов (менее 0,01 мм) слюдистого минерала или полностью микролитовым агрегатом разноориентированных субиндивидов. Для основной массы характерна массивная, неясно-полосчатая текстура.

Наряду с обломками ксеногенного материала в данных породах фиксируются несколько типов аутигенных частиц.

1. Лейсты (лавокласты) (0,2-2 мм) ромбовидной, линзовидной, пластинчатой формы с неровными ограничениями, иногда постепенно переходящими в основную массу. Они нередко изогнуты, пластически «срезаны». У некоторых индивидов отмечаются расщепленные «хвосты», что, наряду с линзовидной формой, делает их похожими на фьямме. Они сложены в различной степени окристаллизованной гидрослюдой (от микролитовой разноориентированной до «пакетной» с субпараллельным расположением крупных листоватых кристаллов (рис. 2, а, б)). Лейсты характерны для разностей туфов, обедненных ксеногенным материалом.

2. Листоватые, (порфиновые) выделения гидрослюды с неровными краями, длиной от 0,6 до 1мм, придающие породе трахитоидную и флюидальную текстуры. Субпараллельная ориентировка этих частиц свидетельствует об их росте в движущейся газовой-пепловой взвеси, насыщенной водой. Как и лейсты, они более характерны для участков, обедненных песчано-кварцевой составляющей.

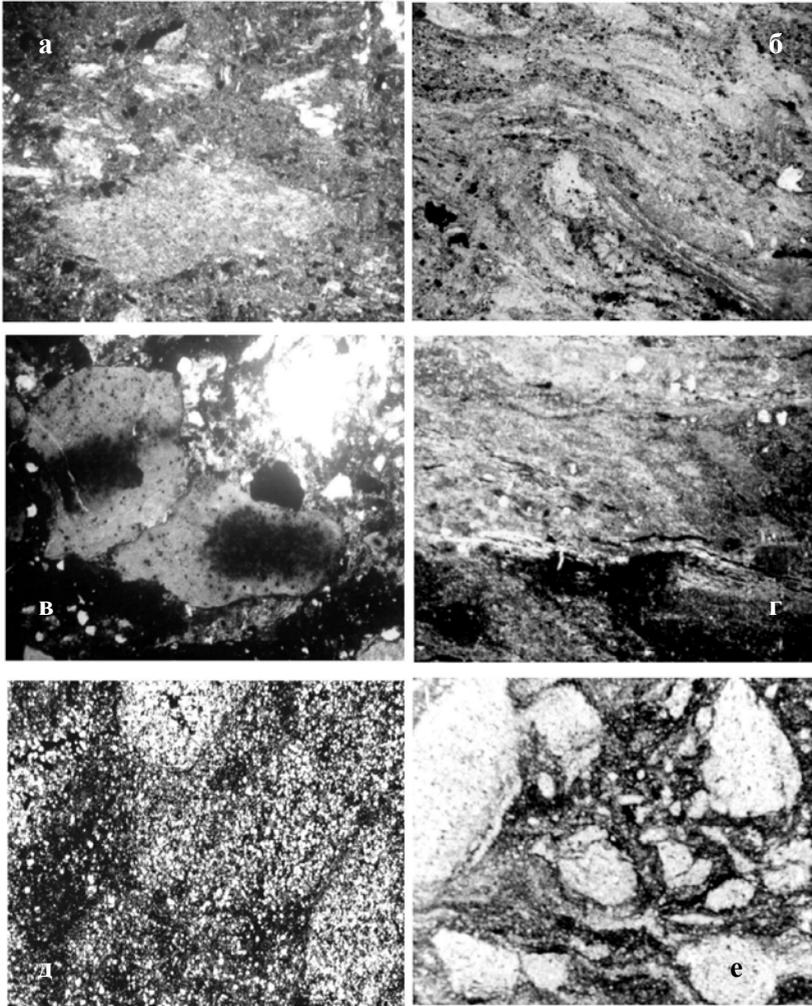


Рис. 2. Пирокластиты кратерной части: а, б – гидрослюдистые «лавокласты» в туфах; в – лапилли в ксенотуфе; г – «косая слоистость» в ксенотуфе, подчеркнутая ориентировкой чешуек гидрослюды; д, е – брекчиевая и флюидально-брекчиевая текстура ксенотуфов (а, в, е, - николи параллельны; б, г, д – скрещены, увеличение 50-100 раз)

3. Изометрично-угловатые обломки алевритовой (0,03-0,15мм) размерности (пепел) имеют буровато-коричневый цвет. Окрашенность гидроксидами железа и неправильная форма позволяет считать их пепловыми частицами, сформировавшимися и закаленными в головной части флюидно-магматической колонны. Особенно много пепла в составе туфов, обогащенных песчаными обломками терригенных пород. В них он может практически нацело «вытеснить» основную микролитовую массу.

4. Обломки (лапилли, литокласты) угловатой неправильной формы (0,3-2 мм) с четкими краями. Более мелкие, обычно, светлее основной пепловой массы, а крупные просвечивают только в краевых частях (рис. 2, в). Характеризуются массивной текстурой и нередко содержат рассеянную вкрапленность пирита, часто окисленного. В скрещенных николях видно, что обломки могут состоять как из микролитового агрегата, так и быть монокристаллическими, что позволяет их рассматривать как фрагменты крупных монокристаллов гидрослюд. Отмечаемая субпараллельная отдельность является проявлением спайности глинистого минерала. Подобные частицы более характерны и преобладают в разностях пород, где ксеногенного материала относительно много.

Как обломки, так и основная масса несут на себе следы деформации (рис.2, г). Так пластичные лейсты могут отражать сдвиговые движения, а литифицированные фрагменты – отрыв и растаскивание. Основная же масса в тех случаях, когда она характеризуется косой псевдослоистостью из-за различной раскристаллизованности слюды и ориентировки крупных субиндивидов вдоль ослабленных плоскостей, свидетельствует о проявлении касательных сдвиговых деформаций за счет течения вязкопластичного материала.

Разности, обогащенные чужеродным материалом (ксентуфы), характеризуются разнообразными текстурами (брекчиевая, флюидально-брекчиевая, массивная), сформировавшимися за счет различного смешения ксенолитов с пирокластикой. В брекчиевых породах пепловый материал распределен неравномерно. В одних случаях это – инъецированная пирокластика, разбивающая песчаники на блоки округлой формы с нечеткими дезинтегрированными границами, а в другом – уже растащенные разноориентированные обломки, погруженные в песчано-пепловую массу (рис. 2, д, е). Во флюидально-брекчиевых разностях обогащенные пирокластикой или дресвой и песком прослой характеризуются крайней невыдержанностью и быстро выклиниваются, придавая породе полосчато-линзовидный рисунок. Эти пропластки ведут себя относительно автономно, не смешиваясь, что может свидетельствует об исходной гетерогенности ксеногенно-пеплово-газовой взвеси и переносе не единым потоком, а различными струями. Различие окраски, веро-

ятно, обусловлено смешением пепловых частиц из различных частей флюидно-магматической колонны и соответственно различной степенью закалки (и окисленности). В массивных разностях пирокластический материал образует базальный цемент, нередко сложенный ориентированными гидрослюдистыми частицами. Вероятно, однородное строение и отсутствие крупных обломков являются результатом их полной дезинтеграции и гомогенизации с измененным пепловым материалом. О транспортировке такой взвеси указывает только ориентировка чешуек гидрослюды, или частиц растительного детрита.

Наряду с аутигенными обломками и фрагментами кварцитопесчаников в восточном крыле взрывной структуры зафиксировано присутствие большого количества углистого и кремнистого материала. Размерность первого варьирует от пелитовых до алевроитовых, реже песчаных частиц. Нередко они ориентированы или окрашивают отдельные пепловые «струи», придавая породе директивную и трахитоидную текстуры. Отмечено также облекание углистого фрагмента лейстой и утыкание частицы угля в еще пластичный (одновременно гаснущий в скрещенных николях) монокристалл гидрослюды с хорошо выраженной спайностью. Кремнистые обломки, заимствованные из известняков, в ксенотуфах претерпевают два типа изменения. В одном случае из криптокристаллического агрегата они перекристаллизуются в сферолит с радиально-лучистым строением, а в другом преобразуются в кварцевую конкрецию, ориентированную головками кристаллов наружу в сторону питающей среды – водонасыщенной пирокластике.

Таким образом, выявленные структурные признаки характерны для эффузивно-обломочных (афанитовая или микролитовая основная масса с изогнутыми лейстами и порфиристыми выделениями) и взрывно-обломочных (ксеногенный материал и закаленные пепловые частицы, лапилли) типов пород. Вероятно, данные образования являются результатом смешения материала различных частей флюидно-магматического потока (колонны): краевых зон, обогащенных ксеногенным материалом и пирокластикой, и внутренней, несущей черты пластического течения. Аномальностью этих пород является наличие порфиридных выделений гидрослюды, а также нередкая раскристаллизованность лаво- и литокласт и даже цемента (до косой псевдослоистости). Образование микролитов в цементе пирокластитов за счет гидрокимического разложения тонких стекловатых пепловых частиц кажется вполне логичным. Однако появление крупных (до 2 мм) выделений (кристаллов и их обломков) глинистых минералов (гидрослюды), подчеркивающих флюидалность этих пород, может говорить о водонасыщенности газовой-пепловой взвеси, длительном изменении и перекристаллизации пирокластике в процессе ее течения.

Песок (ксенофлюидизит) с примесью тефры характерен для «песчаных» пачек. Эти отложения представлены, в основном, нелитифицированными или слабо консолидированными образованиями. Их цементация происходит за счет порового или пленочного лимонитового или гидрослюдисто-лимонитового материала, окрашенного в охристый цвет. Пирокласты представлены отожженными пепловыми (псамитовыми и алевритовыми) частицами красно-коричневого и бурого цвета и их количество изменяется от 0 до 10 об%.

Одинаковая морфология кварцевых зерен в дресвяных обломках пород и песчаной фракции (мелкие зазубренные и крупные округлые) позволяют предполагать, что они сформировались за счет дезинтеграции метаморфизованных образований – «икряных» кварцитопесчаников. Подобные породы в Западно-Уральской зоне не известны, но широко развиты на Центрально-Уральском поднятии в нижнем докембрийском структурном этаже в составе осянкой свиты верхнего рифея [2]. Однородный петрографический состав обломков исключает привнос терригенного материала поверхностными водами с Кваркушско-Каменогорского мегантиклинория. Более вероятным представляется транспортировка материала кварцитопесчаников гавово-пепловыми потоками из нижележащих горизонтов. Стратиграфическая колонка отложений Западного Урала позволяет предполагать, что подобные породы в районе Пермьковской диатремы находятся на глубине более 1 км. Таким образом, пески (с дресвой и глыбами), согласно залегающие в структуре Пермьковской диатремы, слагают наименее бедные пирокластикой прослойки и, вероятно, являются продуктом флюидизации нижележащих толщ и отложения из газово-ксеногенной взвеси.

* * *

Кратерная часть выполнена с одной стороны пепловым и лапиллиевым вулканогенно-обломочным материалом, а с другой – ксеногенными обломками кварцевого состава алевритовой, песчаной, дресвяной, реже глыбовой размерности. Эти фазы слагают чередующиеся пачки преимущественно глинистого (лапиллиево-пепловые туфы и ксенотуфы, пепловые ксенотуфы) и песчаного состава (пепловые ксенотуфы, дезинтегрированные аллотигенные пески, дресва и щебень). Слоистое строение диатремы, а также флюидальные и трахитоидные текстуры, наличие признаков пластических и хрупких деформаций, дезинтеграции и расщепления обломков свидетельствуют о том, что этот однородный материал отложился из движущейся ксеногенно-пеплово-(водно)-газовой взвеси, претерпевшей впоследствии усадку. Аналогичные признаки зафиксированы и в лампроитах Австралии, в которых количество ксеногенного материала в песчаных туфах достигает 70 % [1]. Однако если в австалийских трубках ксеногенный материал заимствуется из вмещаю-

щих кальдеру пород, то в Пермьковскую диатрему он привносился из нижележащих относительно легко дезинтегрирующихся толщ во флюидизированном состоянии.

Породы подкратерной части

В отличие от кратерной части, где петрографическое разнообразие определяется соотношением пирокластики и ксеногенного песчаного материала, в околотрубочном пространстве происходят смешение и взаимодействие вулканогенного материала с химически активными карбонатами. По количественному соотношению ксеногенной составляющей (0-10, 10-90, 90-100 %) данные образования подразделены на жильные туфы (1); карбонатные ксенотуфы (2) и дезинтегрированные, в различной степени мраморизованные известняки (3).

Катаклазированный известняк образовался за счет осадочной темно-коричнево-серой массивной породы с афанитовой структурой. Он характеризуется комковатой и равномерно сетчатой отдельностью (рис.3, а). Размер обломков в этих катаклазитах составляет 0,05-0,08 мм. Трещиноватые участки нередко перекристаллизовываются в равномернозернистый агрегат белого кальцита. За счет незамещенных реликтов порода приобретает мелко- и крупнообломочную структуру, брекчиевую и полосчато-брекчиевую текстуры.

Таким образом, становление Пермьковской взрывной структуры сопровождалось дроблением вмещающих известняков и образованием ореола брекчирования, благоприятного для циркуляции водных растворов.

Мраморизованный известняк характеризуются светло-серой, кремво-серой окраской, массивной сахаровидной (около 0,01 мм) основной массой и реликтовой брекчиевой текстурой. Обломки размером до 0,5 мм представлены не до конца замещенными известняками, угловатой, но чаще округлой формы, нередко пиритизированными (рис. 3, б, в). Реже по их периферии развита прожилковая кайма кальцита, свидетельствующая о более позднем замещении ксенолитов по сравнению с основной массой, сопровождаемом частичным растворением с уменьшением объема.

Нередко в мраморизованных известняках встречаются нитевидные прожилки и зоны прожилков гидрослюдистого состава, которые, на первый взгляд, секут основную массу и окаймляют ксенолиты. Однако граница между карбонатной массой и гидрослюдой не линейная секущая, а распылчатая, огибающая идиоморфные зерна кальцита, что позволяет предполагать внедрение гидрослюдистого материала в процессе дробления пород до перекристаллизации основной массы. Вероятно, проникновение водно-гидрослюдистого раствора и спровоцировало мраморизацию катаклазированных известняков.

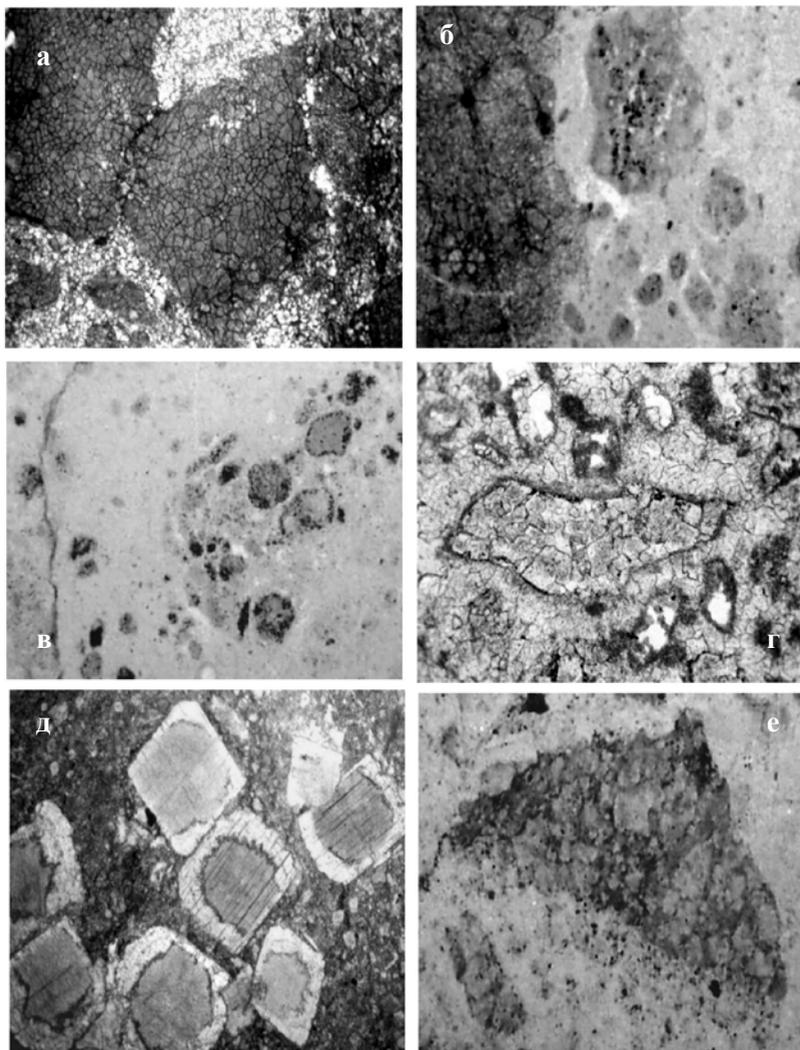


Рис. 3. Измененные карбонаты подкратерной части: а – катаклазированный известняк; б, в – сахаровидно-овоидный мраморизованный известняк; г, д – апобрекчиевый и порфиробластовый мрамор (метакристаллы кальцита с доломитовым ядром); е – ксенолит туфа в апобрекчиевом мраморе (николи параллельны, увеличение 50-100 раз)

Мрамор характеризуется светло-серой окраской яснокристаллической, обычно неравномернозернистой, реже реакционной и порфиробластовой структурой, массивной и брекчиевой текстурами.

Наличие амёбовидных выделений, выполненных более крупнозернистым, нередко друзовидным, кальцитом (рис. 3, г), позволяет предполагать их более медленную кристаллизацию в полостях на месте полностью растворившихся ксенолитов первичного афанитового известняка. На отдельных участках мраморов зафиксировано проявление двух карбонатов: доломита и кальцита. Причем первый выполняет основную массу доломитовых мраморов или ядра метакристаллов, а второй слагает каймы на кристаллах доломита (рис. 3, д). В обоих случаях взаимоотношение между карбонатами не зональное, а реакционное и отражает не только резкое изменение состава растворов, но и падение их концентрации между периодами магнезильного и кальциевого метасоматоза. Кроме собственно карбонатных минералов в мраморах зафиксированы обломки карбонатно-гидрослюдистого состава с массивной и флюидалной текстурами (рис. 3, е), резко отличающиеся от вмещающих пород. Их присутствие отражает не просто дробление исходных известняков, но и привнос инородных обломков, сложенных пирокластикой, измененной до гидрослюды.

Карбонатные ксенотуфы состоят из местного, частично перемещенного ксеногенного материала карбонатного состава, инъецированного вулканокластикой. Поскольку карбонат может быть представлен либо обломками первичных или частично измененных пород, либо быть новообразованным, т.е. раскристаллизованным непосредственно в пирокластической массе, имеет смысл разделить ксенотуфы на две группы: контаминированные и гибридизированные.

Контаминированные ксенотуфы формируются при инъецировании в брекчированные известняки измененного пирокластического материала пелитовой размерности по сети прожилков (рис. 4, а). Ксенолиты известняков при этом приобретают уплощенно-округлые очертания и субпараллельное расположение, придавая породе директивную текстуру (рис. 4, б, в). Подобное говорит о частичном их растворении и переориентации в движущемся потоке. Продолжительное преобразование приводит к почти полному их растворению. О былом присутствии в гидрослюдистой массе реликтов карбонатных пород могут свидетельствовать развивающиеся по ним такситовые скопления тонкодисперсных сульфидов.

Растворение карбонатного материала в гидрослюдистой массе и развитие сульфидов по обломкам пород свидетельствуют о водонасыщенности внедряющегося флюида (взвеси) и о его кислом характере.

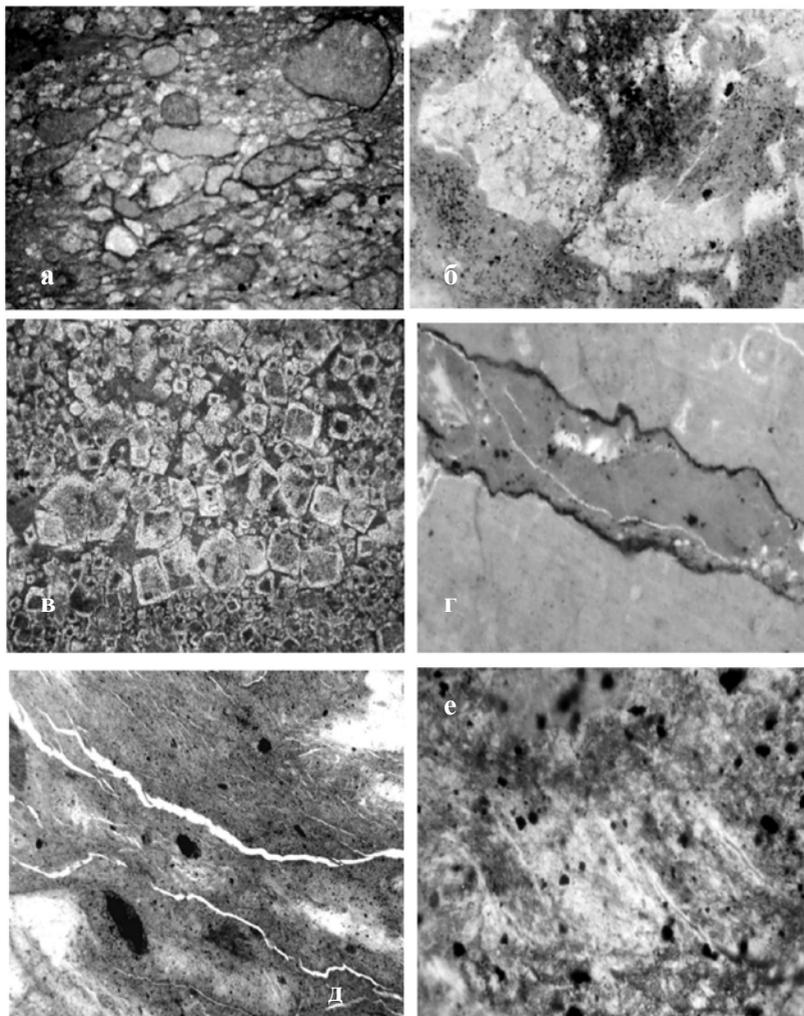


Рис. 4. Пирокластиты подкратерной части: а – карбонатный ксенотуф загрязненный; б, в – карбонатный ксенотуф гибридный с тацитом и равномерным распределением новообразованного кальцита; г – прожилки грязевого туфа в известняке; д – листоватая отдельность основной гидрослюдистой массы жильных туфов; е – деформированный монокристалл гидрослюда в гидрослюдистой массе туфа (а-д – николи параллельны; е – скрещены, увеличение 50-100 раз)

Гибридизированные ксенотуфы представлены породами, в которых ксеногенная составляющая представлена новообразованным кальцитом. Он может занимать до 80 об.% и представлен как отдельными скоплениями с признаками хрупких деформаций, так и равномерно рассеянными метакристаллами, нередко зонального строения, за счет присутствия в центральной части тонкой механической примеси гидрослюды. Цементирующая основная масса представлена микролитовой апопелловой гидрослюдистой основной массой. Данные породы характеризуются массивной, полосчатой, линзовидно-флюидальной текстурой, порфиридной и порфиробластовой структурой.

Наличие хрупких деформаций и растаскивание обломков отражает рост и транспортировку карбонатных скоплений в движущейся водно-пирокластической (водно-гидрослюдистой) массе. Присутствие механических примесей (частиц гидрослюды) в центре метакристаллов кальцита отражает захват узников быстро растущими индивидами из пересыщенных растворов, а чистые каймы свидетельствуют о падении концентрации растворенного гидрокарбоната. Таким образом, в данной разности ксенотуфов карбонатный ксеногенный материал подвергся полному растворению (ассимиляции) в движущемся через катаклазированные известняки водно-гидрослюдистом флюиде, а затем отложился из него в виде новообразованной (аутигенной) фазы. Это позволяет рассматривать данные породы, в отличие от контаминированных, где происходит в основном механический захват обломков, как гибридизированные, где происходит химическая гомогенизация карбонатного материала с измененной водонасыщенной пирокластикой и образование единого флюида (подвижной взвеси). Высокая растворяющая способность данного раствора отражает его кислый характер, что, вероятно, связано с гидролизным разложением пирокластики.

Жильные (грязевые) туфы представлены однородной аргиллитоподобной породой яблочно-зеленого цвета. В шлифах они характеризуются равномерной коричнево-желтой окраской, комковатой или слоистой отдельностью и относительно равномерной вкрапленностью сульфидов железа (рис. 4, г). Эти породы имеют микролитовую структуру, и размер субиндивидов гидрослюды в них составляет менее 0,02мм. Однако часто на фоне этой массы или вдоль ослабленных плоскостей появляются трахитоидно ориентированные чешуйки размером до 0,1 мм. На отдельных участках субпараллельные пластинки гидрослюды могут сливаться в одновременно гаснущую (при включенном анализаторе) однородную массу монокристаллического строения. Породы, сложенные подобным образом, приобретают слоистую отдельность, являющуюся на самом деле спайностью слюдистого (глинистого) минерала (рис. 4, д, е).

Таким образом, жилы выполнены гидролизованным пирокластическим материалом, утратившим реликтовую пепловую структуру, характеризующимся различной раскристаллизованностью породобразующей гидрослюда: от микролитовой и трахитоидной до однородной монокристаллической. Постепенные переходы между этими разностями позволяют считать, что в процессе течения и изменения пирокластики гидрослюда укрупняется, механически «укладывается» и полимеризуется в пакет субпараллельно расположенных листов – монокристалл слоистого силиката (глинистого минерала). Однако глинистые частицы не всегда преобразуются в однородную массу. Нередко порода сложена обломками монокристаллов (кристаллокласты) или пластично изогнутыми фрагментами (литокласты) с микролитово-трахитоидным строением в микролитовом цементе, благодаря чему возникает брекчиевидный рисунок. Подобное строение обусловлено захватом ранее обезвоженных и литифицированных обломков более поздними порциями еще водонасыщенной пирокластики.

Кроме сульфидов железа, являющихся составной частью жильных туфов, флюидалность этих пород нередко подчеркивается слоями и струями, окрашенными гидроксидами в коричневый цвет. Одновременное присутствие сульфидной и гидроксидной форм железа говорит о продолжительном существовании водно-гидрослюдистой взвеси в подвижном состоянии и постепенной смене восстановительных условий окислительными.

* * *

Околотрубное пространство Пермьяковской диатремы подвержено значительным изменениям. Мощность ореола преобразованных пород превышает 25-65 м. Вмещающие известняки катаклазируются и последовательно перекристаллизовываются в мраморы. Дробление и последующая перекристаллизация позволяют предполагать, что они вызваны взрывным внедрением газовой фазы и последующей конденсацией из нее воды (водных растворов). Состав этого флюида, судя по кристаллизации, вначале метакристаллов доломита, а затем кальцита, резко менялся. Из пирокластического материала, внедряющегося в зоны дробления, формируются карбонатные ксенотуфы (контаминированные и гибридизированные). В первых еще сохраняются округлые, нередко ориентированные субпараллельно, реликты известняков, а во вторых – полностью растворившийся карбонат образует метакристаллы и скопления, нередко со следами деформации. Туфовые или, вернее, гидрослюдистые жилы формируются из водно-глинистых растворов. Глинистое вещество в процессе течения укрупняется из микролитового (пелитового) в трахитоидной агрегат, а затем пластинчатые частицы могут сливаться (полимеризоваться) в непрерывный слоистый пакет. Появление

ние в жилах брекчиевых текстур (за счет кристалло- и литокласт) свидетельствует о захвате поздними порциями пирокластитов в виде обломков раннего литифицированного и в различной степени перекристаллизованного апотуфового материала. Продолжительное течение этой водно-гидрослюдистой взвеси сопровождается изменением характера растворов с восстановительного (сероводородного) на окислительный, вызывая постепенную смену сульфидов железа гидроксидами. Внедрение туфов сопровождается хрупкими деформациями пород, самих пирокластитов и появлением прожилков (ксенотуфов), насыщенных образовавшимися обломками.

Таким образом, жильные тела по структурно-текстурным признакам (микролитовые и трахитоидные разности, наличие лито- и кристаллокласт) сопоставимы с типично вулканогенно-обломочными образованиями. Однако отсутствие пепловых частиц (даже их реликтов) и раскристаллизованность пород, сложенных типично гидролизным минералом – гидрослюдой, показывает, что эти породы являются продуктом, сформировавшимся не из магмы или при литификации пепла, а из водно-глинистой взвеси (пульпы или пасты). В отличие от отложений кратерной части, в формировании которых вода принимала не столь значительную роль, околотрубочные и жильные образования сформированы при участии или непосредственно из водных и гидрослюдисто-водных растворов.

3. Петрохимия пирокластитов

Определение исходного состава магмы по породам, сложенным измененной пирокластикой, является не простой задачей. Кроме того, валовой состав ксенотуфов и реакционных туфов в значительной степени зависит от пород, по которым они развиваются (рис. 5). Так, при внедрении в известняки они контаминируются карбонатным материалом, а при внедрении в кварциты и песчаники – ксеногенной псамитовой составляющей.

Значительные колебания содержаний петрогенных оксидов в пирокластитах, подверженных изменению, не позволяет их напрямую сравнивать с эталонными составами щелочно-основных и ультраосновных пород. Для этой цели по методике, предложенной ранее [6], было проведено нормирование к среднему составу кимберлитов Далдынского поля. Полученные кривые распределения петрогенных оксидов в пирокластитах Пермьковской диатремы оказались сопоставимыми с алмазносными интрузивными туфами Вишерского Урала, природа которых связывалась с гидролизным изменением низкотитанистых, высокоглиноземистых лампроитов испанского типа.

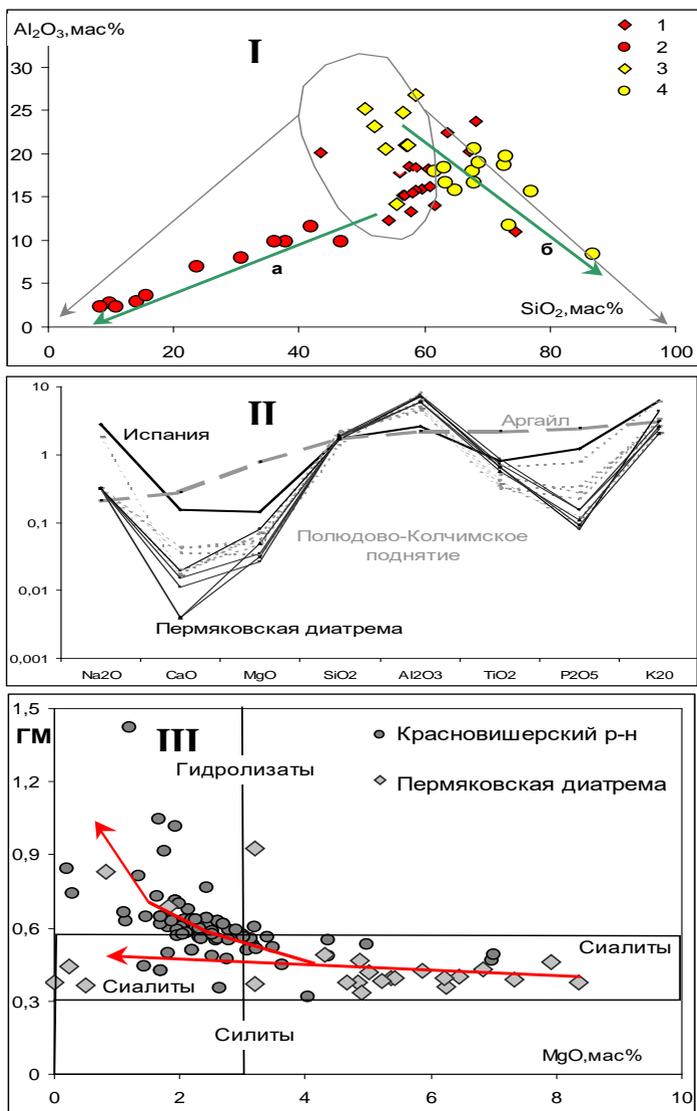


Рис. 5. **I** – тренды контаминации пород Пермяковской диатремы ксеногенным карбонатным (а) и песчаным (б) материалом (1, 2 – жильные туфы и карбонатные ксенотуфы подкратерной части; 3, 4 – туфы и ксенотуфы кратерной части; тонкими линиями выделено поле пирокластитов Красновишерского района и направление их контаминации); **II**– нормированный петрохимический спектр; **III** – соотношение MgO–GM (гидролизный модуль) в порлообразующих глинах пирокластитов Северного и Среднего Урала (стрелками показано направление гидролизного изменения)

Использование диаграммы в координатах гидролизатный модуль (ГМ = $(\text{TiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO}) / \text{SiO}_2$) – содержание MgO, предложенной Я.Э. Юдовичем и М.П. Кетрис [7], позволяет показать, с одной стороны, степень гидролизного изменения породы, а с другой, при содержании MgO более 3 мас % – отражает реликтовую «магматогенную» природу. На диаграмме видно, что пирокластиты Пермьковской диатремы существенно богаче магниезией и гидролизно менее значительно изменены, чем породы Красновишерского района.

Таким образом, вулканокластические породы Пермьковской диатремы химически сопоставимы с алмазонасными пирокластитами Вишерского Урала, являющимися производными низкотитанистых лампроитов, характерных для коллизионных областей. Точно также при внедрении в осадочные породы они насыщаются ксеногенным материалом, хотя по степени гидролиза они изменены несколько меньше.

4. Предлагаемая типизация пород взрывных структур

Отсутствие в Пермьковской диатреме собственно магматических пород, кристаллизовавшихся из расплава, свидетельствует об взрывном (вулканском) типе извержения и значении коэффициента взрывности, выражающем в процентах количество пирокластического материала от общей массы продуктов извержения, равном 100. Соответствует данному выводу и форма вулканического сооружения – маар, являющаяся результатом однократного извержения газов. Причиной проявления только газовой фазы, вероятно, является ее отделение в результате дифференциации флюдно-магматической колонны, внедряющейся вдоль надвиговых зон в условиях сжатия. Использование принципов, предложенных Петрографическим кодексом (1995), и отсутствие удовлетворительной схемы классификации подобных пород позволяет предложить для типизации эндогенных продуктов взрывно-вулканических структур (на примере Пермьковской диатремы и Красновишерского р-на) следующую классификацию (рис. 6). Поскольку породы сформированы при внедрении вулканических газов и в их составе принимает участие в различной степени измененная пирокластика, эти образования следует отнести к *магматическому типу*, подразумевая, что и газы, и застывший магматический материал (пепел) являются производными магматического расплава. По фациальному признаку исследуемые породы можно отнести к *вулканическому классу* а по характеру продуктов и среде отложения (лава, пепел, пепел в водном бассейне) – *вулканокластическому подклассу*. Следующим классификационным признаком может служить механизм становления пирокластики. Наряду с преобладающей *изверженной группой*, образовавшейся из осевшего материала, выброшенного на земную поверхность, предлагается выделение *интрузивной группы*,

т.е. пород, сформировавшихся из интрузирующих газово-пепловых взвесей. Подобные образования, называемые туффизитами, известны с работ Х. Клооса (1941). Поскольку, наряду с вулканическими обломками, в газовой среде переносится ксеногенный материал, имеет смысл разделить продукты осаждения по соотношению эндогенной и экзогенной составляющей на следующий ряд: *пирокластические, ксеногенно-пирокластические и ксеногенные*. Образования Пермьковской диатремы и Вишерского Урала позволяют говорить о том, что наряду с туфами и выделенными позднее ксенотуфами [4] в строении вулканической структуры принимают участие породы сложенные полностью ксеногенным материалом. Их формирование в результате флюидизации (разжижения) осадочных пород, дальнейшей транспортировки и осаждения их газовой взвеси позволяет предложить для их наименования термин *ксенофлюидизит* (вместо песка \pm примесь тефры). Следующим критерием классификации может быть структурно-текстурные характеристики, отражающие степень однородности материала. По данному признаку пирокластиты могут быть разделены на *семейства*. Например, к пирокластическому ряду относится семейство пепловых туфов и автолитовых туфобрекчий, к ксеногенному ряду – песчаные и брекчиевые ксенофлюидизиты. Классификационным критерием *вида пород*, вероятно, должен быть минеральный состав. По этому признаку ксеногенный материал пирокластических структур может быть разделен на песчанокварцевый, доломитовый, кальцитовый и др. Для разделения самих пирокластических пород целесообразно указывать вещественный состав как индикатор гидролизной трансформации пеплового или автолитового материала. Так, наименее измененные кимберлитовые туфы Якутии можно было бы называть кальцит-серпентиновыми, более переработанные собственной флюидной фазой кимберлитовые туфобрекчии Архангельской провинции – сапонитовыми. Кимберлитоподобные породы благодатского комплекса Среднего Урала и Дресяной Степи по этому признаку отвечают доломит-хлоритовым, а интрузивные пирокластиты красновишерского алмазносного района могут быть отнесены к сидерит-хлоритовым, смешанно-слоистым, пирит-гидрослюдистым и иллитовым.

* * *

Изучение геологии Пермьковского рудника и петрографического состава нижележащих пород позволило подтвердить ранее высказанную гипотезу о том, что они являются продуктами изменения магматического материала щелочно-основного состава. Показано, что эти образования слагают взрывчатую структуру – маар, а по химическому и петрографическому составу сопоставимы с алмазносными пирокластитамы Красновишерского района. В связи с отсутствием удовлетворительной

классификации для обсуждения предлагается типизация взрыво-вулканических пород, учитывающая также материал по Вишерскому Уралу.

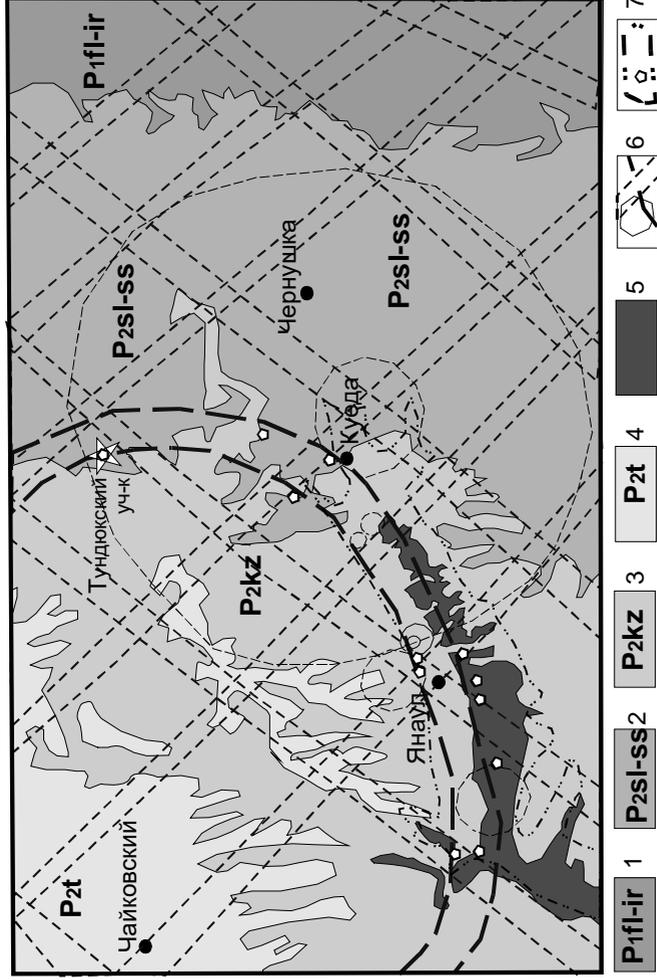
Библиографический список

1. Джейкс А., Луис Дж., Смит К. Кимберлиты и лампроиты Западной Австралии. М.: Мир, 1989. 430 с.
2. Курбацкая Ф.А., Рыбальченко Т.М., Савченко С.В. Атлас микрофотографий терригенных и взрыво-инъекционных пород западного склона Северного и Среднего Урала. Пермь, 2001. 124 с.
3. Кухаренко А.А. Алмазы Урала. М.: Госгеолтехиздат, 1955. 516 с.
4. Малеев Е.Ф. Вулканиды: Справочник. М.: Недра, 1980. 240 с.
5. Нельзин Л.П. Остаточные коры выветривания – возможный источник уральских алмазов // Тез. докл. I Всерос. металлогенич. совещ. Екатеринбург, 1994. С. 357-358.
6. Чайковский И.И. Петрология и минералогия интрузивных алмазоносных пирокластитов Вишерского Урала. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 2001. 324 с.
7. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.

В.Р. Остроумов
ФГУП «Геокарта-Пермь»

ПОТЕНЦИАЛЬНО АЛМАЗОНОСНЫЕ ПИРОКЛАСТИТЫ ЯНАУЛО-КУЕДИНСКОЙ ПЛОЩАДИ

Практика работы показывает, что рудоконтролирующие структуры, выделяемые по материалам аэрокосмических съемок и геофизических данных, не отражаются на картах геологического содержания, т.е. пропускаются при картировании. Выполненное нами геоиндикационное дешифрирование материалов разномасштабных космических съемок листа О-40, с учетом подготовленной геолого-геофизической основы, позволило составить прогнозно-минерагеническую карту и выделить структуры, благоприятные для локализации различных видов полезных ископаемых. Янауло-Куюдинская площадь была определена как перспективная на обнаружение коренной алмазоносности. Главной контролирующей структурой площади является мегаструктура центрального типа (диаметр порядка 110 км), выделенная в пределах платформенного чехла Русской платформы в поле развития терригенных отложений верхней перми (рисунок). В структурно-тектоническом плане её положение соответствует зоне Предуральского выступа кристаллического



Геологическая карта Янауло-Кудинского участка: 1 - Кунгурский ярус, филиповская и иренская свиты; 2 - Уфимский ярус, соликамская и шешминская свиты; 3 - Казанский ярус; 4 - Татарский ярус; 5 - установленное поле развития флюидогенно-магматогенных эксплозивных брекчий; 6-разломы различного ранга, 7 - потенциальная площадь развития и установленные центры структур эксплозивных брекчий

фундамента архейско-протерозойского возраста (архон) и внутриконтинентального (Русская платформа) нижнепротерозойского Казанского подвижного пояса [3]. По данным бурения на нефть в районе на глубинах свыше 2 км среди верхнепротерозойских отложений подсечены субпластовые тела трапповых базальтоидов верхнего рифея, а также установлены оливин-содержащие щелочные породы основного состава, диагностика которых требует уточнения. По аналогии с рядом алмазоносных провинций Мира проявление траппового магматизма может отражать активизацию данного кратона.

Внешние кольцевые блоки мегаструктуры конформно подчеркиваются ограничениями палеозойских структур первого порядка платформенного чехла, которые включают Пермский и Башкирский своды, Верхнекамскую впадину. Каркасные концентрические линейментарные зоны периферии мегаструктуры контролируют главные нефтяные поля и месторождения Республики Башкортостан и Пермской обл., включая Арланское, Осинское и др. В южной части кольцевого мегаблока путем дешифрирования выделены структуры, отвечающие по геоиндикационным признакам полям развития алмазоносных и потенциально алмазоносных флюидоэксплозивных систем («туффизиты»). Совмещение результатов прогнозно-минерагенических построений с геологической картой показало, что аномалии соответствуют зонам развития плиоценовых отложений (акчагыльский ярус). Разрез отложений неогена вскрыт серией картировочных скважин КГК ПГО «Башкиргеология» вдоль полосы протяженностью около 100 км при ширине выхода на дневную поверхность до 25 км. Разрез акчагыльских отложений по данным ГДП-200 имеет двучленное строение: верхняя его часть до глубин 20-60 м - это алевритистые красноцветные осадки, нижняя часть которых (до 110 м) представляется как песчаные аллювиальные отложения с мелкой галькой кремней, кварцитов и известняков. Галечники повсеместно подстилаются горизонтом (до 2-5м) конгломератов и залегают на красноцветных отложениях казанского яруса верхней перми.

Из сохранившихся дубликатов проб ГДП-200 по скважинам, открывшим разрез верхнеплиоценовых отложений на полную мощность до глубины 110 м, была сделана серия шлифов и выполнены минералогические исследования. Петрографический анализ отобранного материала, выполненный Л.Н. Шарпенко, Е.А. Кухаренко (ВСЕГЕИ), С.В. Савченко (ПГГСП «Геокарта»), а минералогический – В.В. Жуковым (ВНИИОкеангеология), позволили показать вулканогенно-осадочную природу пород неогена и их инъецированность флюидогенно-магматогенными игнимбритоподобными эксплозивными брекчиями.

Обломочный материал этих пород представлен эффузивами среднего, основного, субщелочного и щелочного составов, реже кислоты-

ми разностями (эффузивы), ожелезненным вулканическим стеклом, порфировыми вкраплениями и микролитами калиевых полевых шпатов, эпидотом, редкими гранатами. В ксеногенном материале также встречаются обломки известняков, кварцитов, кварцитопесчаников, яшмоидов, зёрна кварца, полевые шпаты. Цементирующая масса хлорит-глинистого состава с чешуйками биотитоподобной массы позволяет предполагать, что магматогенный материал цемента был слюдистым, возможно, флогопитовым. По структурно-текстурным признакам эти породы близки к флюидогенно-магматогенно-эксплозивным брекчиям месторождений Красновишерского района.

Морфогенетический анализ показал, что минералы тяжёлой фракции пород из обеих скважин представлены в основном зёрнами, не несущими следов какого-либо механического износа. Это свидетельствует о том, что данные минеральные зёрна практически не участвовали в процессе осадконакопления. Основными шлихообразующими минералами являются гематит, лимонит, эпидот, ильменит, гранат, а в отдельных горизонтах (грубообломочные разности) к шлихообразующим минералам присоединяются хромшпинелиды с широкими вариациями Cr_2O_3 (до 60%), встречаются знаки высокохромистых хромдиопсидов (Cr_2O_3 - 1,17%).

Для заверки выделенных структур проводили обследование существующих карьеров и их опробование, позволившие локализовать предполагаемые центры потенциально алмазонасных криптоэксплозивных аппаратов по всему периметру продуктивной мегаструктуры. Флюидо-эксплозивные комплексы (трубчатые, пластовые и субпластовые тела, дайки, штокверки), установленные на протяжении более 150 км, позволили выявить, что внедрение флюидогенно-магматогенных расплавов происходило как в верхнепермскую терригенную и карбонатно-терригенную рамы, так и в вулканогенно-осадочный разрез акчагыла.

Выполненные минералого-петрографические исследования вновь отобранных образцов и проб подтвердили криптоэксплозивную природу выявленных аппаратов, совпадающих с эталонными объектами Красновишерского района. По данным Л.И. Шарпенко и Е.А. Кухаренко основная масса магматогенно-флюидогенных эксплозивных брекчий Янауло-Куединской площади, закартированных с поверхности, в глинизированной основной массе содержит от 60 до 90% разнообразных по составу и размерам обломков и обломочных зёрен. Эти обломки представлены перекристаллизованными кремнистыми породами, мелкозернистыми кварцитами, микрокварцитами, хлоритизированными породами, алевролитами, песчаниками, изменёнными вулканитами основного состава, долеритами, трахидолеритами, субщелочнобазитовыми разностями, сиенитами, гранитоидами и др. Из минералов в обломках отме-

чаются кварц, плагиоклаз различной основности, калиевый полевой шпат, рудные, псевдоморфозы по оливину, реликты темноцветных – биотита, амфибола, зеленого пироксена. По результатам минералогического анализа вновь были обнаружены хромшпинелиды, хромдиопсиды. По чешуйкам биотита, часто изогнутым, развиваются агрегаты кварца и рудного минерала, а также псевдоморфозы мусковита. Кварц в обломках – как ненарушенный, так и со следами давления. Из аксессуарных минералов отмечены апатит, циркон, шпинель. Связующая масса – кремнисто-пелит-слюдистая, кремнисто-глинисто-слюдистая, иногда с хлоритом, «микрелейстовая», по структуре напоминает войлочную, местами со следами течения. Иногда связующая масса представляет собой раскристаллизованное стекло. Помимо отчетливых эксплозивных брекчий отмечается группа пород, представляющая осадочные породы, в различной степени инъецированные магматогенно-флюидогенно-брекчиевым материалом.

По данным В.В. Жукова основными шлихообразующими минералами магматогенно-эксплозивных брекчий, вскрытых в естественных и искусственных горных выработках на Янауло-Куединской площади, являются эпидот, ильменит, гематит, реже лимонит. Все остальные минералы (магнетит, мартит, магнитные шары, хромдиопсид, гранат, турмалин, ставролит, сфен, циркон, рутил, лейкоксен, анатаз, апатит, кианит, пирит, цоизит) встречены в количестве от единичных знаков до первых процентов. Исключение составляет хромшпинелиды, содержание которых достигает 9,5 %. У основной массы минеральных зерен отсутствуют следы механической и химической обработки за исключением единичных зерен турмалина, граната и циркона, имеющих округлые очертания. Часто встречены знаки хромшпинелидов почти округлой формы с «оплавленной» поверхностью. Гранаты представлены альмандином, гроссуляром, андрадитом и уваровитом. Резко преобладает альмандин. В целом минералого-петрографические исследования на Янауло-Куединской площади позволили установить, что грубообломочные разности флюидогенно-магматогенных эксплозивных брекчий в отличие от вмещающих (осадочных и вулканогенно-осадочных) пород верхней перми (P₂) и плиоцена (N₂), в том числе слабо инъецированных эндогенными флюидными расплавами, характеризуются максимальными выходами тяжелой фракции. Концентрация тяжелых минералов в этих породах варьирует от 400-500 г/т до 4000 г/т, в единичных случаях достигает 30 кг/т. При этом, по мере роста выхода тяжелой фракции, наблюдается отчетливая тенденция пропорционального увеличения в концентратах количества гематита, сидерита и пирита (от 250 г/т до 19 кг/т), а также хромшпинелидов (до 1 кг/т), что, по опыту изучения

Красновишерского района, может являться косвенным признаком их высокой продуктивности в отношении алмазов [2].

При заверочных поисковых работах в восточной части продуктивной мегаструктуры на Тундюковском участке в пределах эпицентра геохимической аномалии кимберлитового парагенезиса площадью более 50 км², выявленной Г.А. Вострокнутовым и др. [1], также были закартированы субпластовые тела флюидо-эксплозивных брекчий. Территориально Тундюковский участок расположен на территории Бардымского района Пермской обл. Пластовые тела потенциально алмазоносных флюидогенно-магматогенных эксплозивных брекчий (ксенотуфобрекчий или «туфо-гравелито-конгломерато-брекчий») зафиксированы на площади около 4 км² при мощности образований более 20 м. По минералогическим данным в породах установлены хромшпинелиды и промышленные концентрации золота (около 200 мг/м³). Данные породы, представляющие собой рыхлые, глинизированные образования, инфицируют терригенно-карбонатные отложения уфимского яруса верхней перми вблизи контактовой зоны с перекрывающимися толщами казанского яруса. Проявление приурочено к узлу сочленения кольцевых блоков мегаструктур различных порядков и серии линейных глубинных разломов, контролирующих криптоэксплозивные комплексы Янауло-Куединской площади.

Петрографически магматогенно-флюидогенные эксплозивные брекчий Тундюковского участка охарактеризованы Л.И. Шарпенюк. Это различные по размеру (до 1,2 мм) и форме литокласты, представленные разнообразными кремнистыми породами, кварцитами, миндалекаменными базальтами, долеритами, фельзитоподобными породами, альбититами, песчаниками, глинистыми породами. Кроме ксенолитов присутствуют обломки сходных брекчий, но более мелкообломочных. Среди минеральных зерен преобладает кварц, присутствуют плагиоклаз, реликтовые роговая обманка, биотит, возможно, пироксен, рудные минералы. Отмечены циркон, сфен, гранат (?), шарики раскристаллизованного стекла. Текстура связующей массы неоднородная, иногда со следами течения. Цемент – кремнисто-глинистый (каолинитовый) со значительной примесью микрокластического материала преимущественно слюдяного состава (гидробиотит?). В составе эксплозивных брекчий отмечены крупные галькоподобные обломки, представленные измененными, в том числе оквращенными, пироксен(?) -роговообманковыми долеритами и миндалекаменными трахидолеритовыми или трахиандезитовыми порфиритами с вкрапленниками плагиоклаза и калиевого полевого шпата и кварц-халцедоновыми псевдоморфозами, вероятно, по пироксену.

Шлихообразующими минералами магматогенно-флюидогенных эксплозивных брекчий являются: эпидот (47-53%), гематит (до 25%),

лимонит (до 18 %) ильменит (9-19%). В подчиненном объеме присутствуют мартит (до 9%), хромшпинель (2-9%), магнетит (1-3%). От единичных знаков до первых процентов отмечены моноклинный пироксен, гранат, (альмандин, гроссуляр), амфибол, актинолит, ставролит, хлоритоид, циркон (0,2-0,6%), рутил, лейкоксен, анатаз, апатит, кианит, пирит (до 0,2%), сфен (0,1-2,7 %), пластины (до 0,5 мм) слабоокатанного золота (знаки). Выход тяжелой фракции достаточно высок (более 3 кг/т).

Таким образом, использование геоиндикационного дешифрирования позволило выявить в платформенной части Пермской обл. структуры благоприятные для локализации флюидо-эксплозивных образований. Заверка выделенных структур, их опробование и минералогическое петрографическое изучение дали возможность установить их крипто-эксплозивную природу и наличие инъекций флюидогенно-магматогенного материала в отложениях неогена и верхней перми. Наряду с Куединской площадью для опробования на алмазы предлагается Тюндюкский участок, характеризующийся схожими структурно-вещественными признаками и выделенный ранее [1] как перспективный.

Библиографический список

1. *Вострокнутов Г.А., Габдуллина А.Н.* О региональных геохимических критериях возможного нахождения первоисточников алмазов на территории листа О-40 // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении / Перм. ун-т. Пермь, 2002. Вып.4. С. 176-182.

2. *Лукиянова Л.И., Жуков В.В., Кириллов В.А. и др.* Субвулканические эксплозивные породы Урала – возможные источники алмазных россыпей // Региональная геология и металлогения. 2000. № 12. С. 134-157.

3. *Синицын А.В., Ермолаева Л.А., Погорельский А.И.* О соотношении рифейских авлакогенов и их нефтегазоносности со структурами дорифейского фундамента Восточно-Европейской платформы // Докл. АН СССР. 1987. Т. 293. № 6. С. 1463-1467.

Е.Н. Волчек

Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург

К ВОПРОСУ О СОСТАВЕ ПОРОД ЛАМПРОИТОВОЙ СЕРИИ И СВЯЗИ ИХ СО ЩЕЛОЧНЫМИ ВУЛКАНИТАМИ

Лампроиты как представители мантийных пород, обладающие потенциальной алмазоносностью, привлекают внимание многочисленных исследователей. Проведенные возрастные исследования [2] показали, что проявления лампроитового магматизма в Уральском регионе

принадлежат послепермской геологической эпохе, связанной с его переходом к субконтинентальному и континентальному этапам развития.

Опыт мировых исследований доказывает, что лампроиты по химическому и минералогическому составу, подразделяющиеся на две (орендитовую и камафугитовую) группы, развиваются в консолидированных блоках земной коры на этапах постконсолидационной тектономагматической активизации.

Породы лампроитовой серии характеризуются резко контрастным химическим и минералогическим составом, выражающимся в «сосуществовании» в объеме единого комплекса пород сильных (K, Na) и слабых (Ca, Mg) оснований, резкой обогащенностью щелочными редкими и редкоземельными элементами (Li, Rb, TR_(Ce)). Отсюда неслучайны выводы исследователей об определенной связи пород ультраосновного, щелочно-ультраосновного и основного составов и собственно лампроитов [7]. В этом отношении они, возможно, представляют собой петрохимические аналоги пород щелочной группы, в целом представляющие «политипическое семейство», где минералогический состав, особенности петрохимии и геохимическая специализация, обусловлены глубинным кислотно-основным взаимодействием флюид – кристаллическая фаза как на этапах генерации магматических расплавов, так и их становления на пути достижения дневной поверхности. В целом и те и другие могут рассматриваться как составные элементы близ аналогичных метамагматических (флюидно-магматических) систем мантийного и глубинно-корового происхождения. В пользу этого предположения свидетельствуют сходство петрохимического состава, экзотическая минералогия, специфический состав элементов-примесей а так же установленная [1] метасоматическая природа формирования целого семейства их петрохимических аналогов.

Разночтения в вопросах классификации, номенклатуры, потенциальной рудоносности пород лампроитовой серии связаны, главным образом, с «пробелами» в установлении геодинамического режима их генерации. По современным представлениям породы большинства щелочных комплексов принадлежат к начальным этапам континентального рифтогенеза, предшествуя формированию также щелочных пород повышенной кислотности. Последние, судя по проведенным возрастным исследованиям, в истории развития Урала появляются дважды: в диапазоне 650-600 млн лет и - 240-170 млн лет [3, 6].

Выявленные в Лемвинской зоне Урала ультращелочные вулканы (P₂-T₁) [6], возможно, являются одной из ветвей охарактеризованных [2] проявлений лампроитового магматизма. В основном это серые, розово-серые, вишнево-серые до мясо-красного цвета породы с отчетливо выраженной флюиальностью и трахитоидной структурой основной

массы, состоящие из калиевого полевого шпата и небольшого количества лейкоксенизированного ильменита и кварца. Рентгеноструктурным анализом установлено присутствие лейцита. Содержание K_2O в вулканитах достигает 14% при содержании SiO_2 66%, интересен и состав элементов-примесей, таких как рубидий (до 275 г/т), барий (до 1161 г/т). Вулканиты имеют явно выраженную редкоземельную специализацию [6].

От пород орендитовой группы «лемвинские» эффузивы отличаются более высокими содержаниями K_2O , SiO_2 , Al_2O_3 и низкими MgO , Fe_2O_3 , FeO , CaO и минералогическим составом (отсутствием таких минералов, как оливин, диопсид, флогопит, лейцит, характерных для орендитов). Возможно, в этом проявлена «региональность» или «провинциальность» вулканитов, вообще, свойственная щелочным породам калиевого ряда и затрудняющая их классификацию, на что указывают многие исследователи [1, 5].

Таким образом, изучение щелочных ультракалиевых пород в пределах западного склона Урала имеет принципиальное значение для установления не только петрогенезиса высококалиевых пород, но и их связи с породами лампроитовой серии.

Библиографический список

1. *Еськова Е.М.* Щелочные редкометалльные метасоматиты Урала. М: Наука, 1976. 290 с.
2. *Краснобаев А.А., Кузнецов Г.П., Калеганов Б.А.* Состав и возраст лампроитов куйбасовского комплекса // Ежегодник-1992 г.: Информационный сборник трудов ИГиГ УрО им. академика А.Н. Заварицкого. Екатеринбург, 1993. С. 35-39.
3. *Литошко Д.Н.* Мезозойский вулканизм осевой зоны Полярного Урала и его минерагения // Геология севера Урала: Труды Института геологии Коми научного центра УрО РАН. Вып. 78. Сыктывкар, 1992. С. 32-45
4. *Лукьянова Л.И., Маревичев А.М., Мацак И.М. и др.* Первые находки проявлений лампроитового магматизма на Южном Урале. Докл. РАН 1992. Т.324, №6. С. 1261-1264.
5. *Сахама Т.* Калиевые щелочные породы // Фундаментальные труды зарубежных ученых по геологии, геофизике и геохимии. М: Мир, 1976. С. 112-127.
6. *Червяковский С.Г., Микляев А.С., Терешко В.В.* Щелочные ультракалиевые вулканиты северного фрагмента западного склона Урала // Ежегодник-1990 г.: Информационный сборник трудов ИГиГ УрО им. академика А.Н. Заварицкого. Свердловск, 1991. С. 46-49.
7. *Штефан Л.В.* Петрология щелочно-ультраосновного магматизма Жлобинского поля (Беларусь) в связи с его возможной алмазонасностью: Автореф. дис... канд. геол.-минерал. наук. Минск, 2000. 20 с.

ВЕРОЯТНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ВЕРОЯТНЫХ ПЕРВОИСТОЧНИКОВ УРАЛЬСКИХ АЛМАЗОВ

В 50–60-е гг. прошлого столетия была широко известна, ныне, к сожалению, забытая поговорка: «Встретив непонятную породу, геолог-литолог определит ее как боксит. Геолог-алмазник – как кимберлит».

Проводя геолого-съёмочные работы на локальных площадях, геологи не всегда достаточно точно определить фациальные и текстурно-структурные особенности комплексов осадочных пород. Забыты коры выветривания различных пород и продукты их переотложения. Не учитывается процесс разделения остатков древних мощных кор выветривания на площадные и линейные. Кроме того, необходимо помнить, что при размыве площадных кор выветривания вдоль существующих систем разломов и сопряженных с ними зон трещиноватости остаются «языки» линейных кор выветривания, сложенные выветрелыми породами, глубоко уходящие в толщу свежих материнских пород.

Коры выветривания рядовых пород плотика (особенно полимиктовых и карбонатных) современных и древних россыпей глубоко химически преобразованы, имеют глинистый состав и являются природными аналогами жировых столов, улавливающих алмазы. Этот факт способствовал появлению в настоящее время в среде пермских (и не только пермских) геологов экзотической гипотезы о множественности, повсеместности и многофазности (вплоть до кайнозойского времени) первоисточников уральских алмазов.

Процессы гипергенеза, как современного, так и прошлых геологических эпох, являются фактором, способным существенно влиять не только на внешний облик и химизм кимберлитов, но и на их физические свойства, используемые при поисках. Вместе с тем, геологи и геофизики при поисковых работах, тем не менее, автоматически переносят на гипотетические уральские кимберлиты свойства якутских, обладающих маломощной (чаще первые метры) корой выветривания с неполным профилем.

Достоверным этапом кимберлитопоявления на западном склоне Урала автор считает среднеколчимский, единственный материально зафиксированный первым появлением алмазов внутри отложений колчимской свиты, вблизи контакта терригенной и карбонатной ее частей.

По данным палеофациальных, палеоклиматических, геохимических и других исследований в протерозое и фанерозое на западном склоне Среднего и Северного Урала химическое выветривание преобладало над физическим. Попытка типизации гипергенных процессов прошлых эпох с учетом особенностей синхронных осадочных толщ показала возможность существования в фанерозое следующих фациальных типов кор выветривания:

Тип литогенеза	Зона литогенеза	Эпоха корообразования	Фациальный тип коры выветривания
Гумидный	Жаркая	S ₁	Низменных равнин
		D ₁₋₂	а) Низких пенепленов б) Низменных равнин
		MZ	Высоких пенепленов
Аридный	Степная	MZ	Равнин

Если даже скорость выветривания была в указанные эпохи такой же как в настоящее время (0,1 мм/год), то одного миллиона лет было бы достаточно для образования площадной коры выветривания мощностью 100 м. О мощности линейных кор можно только гадать... Древние коры выветривания формировались и существовали миллионы лет. Современные процессы корообразования не смогли в силу краткости существования оказать большое влияние на их облик и особенности. Для всех типов кор характерны протекающие совместно и дополняющие друг друга процессы: выщелачивание, гидролиз, обменные реакции, окисление, гидратация и дегидратация, однако основную роль при этом играют процессы выщелачивания и обменные реакции, причем, последние проходят так интенсивно, что имеет смысл говорить о явлении гипергенного метасоматоза.

В гумидных условиях наиболее широко развиты процессы алюминиевого и железистого метасоматоза, в аридных – кальциевого и магниевого. Итогом процессов выветривания является сформированная в той или иной зоне порода, основным критерием для определения которой служит минеральный состав. По минеральному составу новообразований в профилях коры выветривания преобладающего на Урале в настоящее время и в прошлом гумидного литогенеза можно выделить группы зон, указанные в таблице.

Коры выветривания сложены тонкодисперсными образованиями, обладающими огромной реакционной поверхностью. Они быстро и энергично преобразуются различными наложенными процессами.

Зона коры выветривания		Преобладающие процессы	Минеральный состав
И.Гинзбург	Б.Михайлов		
Дезинтеграция	Нижние горизонты кор выветривания	Дезинтеграция	Первичные минералы
Выщелачивание (для ультраосновных пород – т.н. керолитовая зона)		Выщелачивание, гидратация	Карбонаты, минералы группы гидрослюд, монтмориллонита, хлорита и смешанослойные минералы
Гидролиз	Средние горизонты	Гидролиз, обменные реакции	Минералы группы каолинита, монтмориллонита и гидрослюд
	Верхние горизонты	Гидролиз	Окислы, гидроокислы Fe и Al, минералы группы каолинита
Конечный гидролиз	Дегидратации	Обезвоживание гидроокислов и их переход в окислы и маловодные гидроокислы	Гидрогематит, гематит, гиббсит, бемит, маггемит, аутигенный магнетит и пр.

Известно, что изверженные породы менее устойчивы по отношению к процессам выветривания, чем осадочные. Особенно это характерно для основных и ультраосновных пород. В силу этого мощность коры выветривания над ними больше, чем над окружающими осадочными, что может служить одним из поисковых критериев. Нами выведена приближенная эмпирическая формула, позволяющая определять мощность кор выветривания над небольшими вертикальными телами ультрабазитов и, наоборот, по мощности коры определять мощность тела.

$$M_{\text{кв}} = 3,288 \times M_{\text{т}},$$

где $M_{\text{кв}}$ – мощность коры выветривания; $M_{\text{т}}$ – мощность тела (дайки, штока и т.п.).

$$M_{\text{т}} = M_{\text{кв}} / 3,288.$$

Зависимость действительна при малых мощностях тел. При их увеличении график функции выполаживается до плато. Формула получена после обработки имеющегося фактического материала по корам выветривания щелочных пород западного склона Урала: даек эссексит-диабазов

и пикритов Пашийско-Вильвенского района; буркочимских тел; т.н. «тел Гринсона».

Кимберлиты выветриваются наиболее быстро. Причем по минеральным ассоциациям зональность коры выветривания кимберлитовых пород аналогична коре выветривания серпентинитов, а по масштабам выноса химических компонентов первичной породы – коре выветривания карбонатитов. В условиях гумидного жаркого климата характерны следующие преобразования минералов кимберлитов:

- серпентин → сапонит → Al монтмориллонит, нонтронит → каолинит → галлуазит, гетит-гидрогетит;
- флогопит → Mg-Fe хлорит, вермикулит → Fe хлорит, монтмориллонит → гетит-гидрогетит, каолинит;
- ильменит → рутил → брукит → анатаз, гетит-гидрогетит;
- магнетит → гематит → гидрогематит → гетит-гидрогетит;
- хромшпинелид → Fe-Cr хлориты, маггемит → гетит-гидрогетит, каолинит.

В конечном итоге образуется смесь минералов группы каолинита и окислов, гидроокислов железа, реже – минералы свободного глинозема. На кимберлитах Урала, таким образом, можно ожидать два следующих основных профиля коры выветривания (снизу вверх):

1. а) зона разрушенных (выщелоченных, окремненных, карбонатизированных и ожелезненных) кимберлитов; б) зона охр. каолинита, монтмориллонита; в) зона гиббситово-гидрогетитовых пород.

Этот профиль приближается к профилю выветривания ультраосновных пород среднеуральского типа гетит-гидрогетитового подтипа по И.И. Гинзбургу:

2. а) зона разрушенных кимберлитов; б) зона нонтронитов; в) зона охристого каолинита, монтмориллонита; г) зона гиббсит-гидрогетита.

Этот профиль близок к профилю коры выветривания ультраосновных пород южноуральского типа по И.И. Гинзбургу [1].

На западном склоне Северного и Среднего Урала, начиная с раннего силура, корообразование происходило в условиях низких пенепленов и низменных равнин, поэтому нет оснований ожидать на уральских кимберлитах развития пород зон 1в и 2г. Следовательно, выветрелые уральские кимберлиты, выветриваясь, могли дойти лишь до стадии 1б или 2в и внешне будут выглядеть как бесструктурные рыхлые глинистые породы, пропитанные окислами железа, бурых, желтых цветов («желтая земля») с ксенолитами известняков и других осадочных пород, также, возможно, разложенных до такой степени, что способны разминаться руками и резаться ножом. В нижней части этих зон и в верхних частях зон 1а и 2а преимущественно развиваются минералы группы монтмориллонита, поэтому породы перечисленных участков этих зон, а

также зоны 2б будут выглядеть глинистыми породами зеленых и голубоватых оттенков с охристыми пятнами, с хлоритом, гидрохлоритом, с реликтами серпентина.

Судьба минералов-спутников «печальна», если можно так выразиться: в верхних зонах, где полностью разрушаются все минералы кимберлитов, включая даже кварц ксенолитов, в охристых продуктах останутся лишь алмазы (редко – особо крупные зерна пикроильменитов). В случае неполного профиля коры выветривания (зоны 1а, 1б, 2а-2в, соответствующие зонам дезинтеграции и гидролиза по И.И. Гинзбургу [1]) может наблюдаться в различной степени, иногда нацело, лейкоксенизированный ильменит; пироп лишается типичной келифитовой оболочки, хлоритизируется и далее ожелезняется, покрывается контракционными трещинами, обломки его могут быть растащены при изменениях объема выветривающегося кимберлита (см. ниже). Лучше всего здесь сохраняются хромшпинелиды, но и они могут переходить в окислы железа вдоль трещин или нацело ими замещаться.

Поэтому массовая встреча минералов парагенетических спутников в россыпях маловероятна. Обработка данных по минералогии кимберлитов позволила выделить возможный парагенетический минерал-спутник – бадделеит, который может перенести несколько циклов седиментогенеза и переходить за алмазом из одного вторичного коллектора в другой. Он присутствует исключительно в кимберлитах и типоморфен для формации щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов, не встреченных на Среднем и Северном Урале. В породах западного склона Урала он отмечен только в такатинских песчаниках бассейна р.Кадь, р. Усывы ниже устья Громовой и р. Косьвы в районе Широковского.

Итак, гранаты, ильмениты, хромшпинелиды в россыпях и во вторичных коллекторах не обязательно указывают на первоисточники алмазов, так как исходные минералы кимберлитов могут быть уничтожены при выветривании, а в россыпях и палеороссыпях присутствуют аллотигенные гранаты, ильмениты и хромшпинелиды из других пород от осадочных до габбро-диабазов.

В отношении химизма гипергенных изменений кимберлитовых пород все исследователи отмечают преимущественный вынос щелочных, щелочноземельных элементов и CO_2 . Особенно интенсивно мигрирует Mg (до 50-75% первоначального содержания в породе), который, уходя вниз, в застойной зоне может вызвать гипергенную хлоритизацию и серпентинизацию в виде прожилков, часто и во вмещающих породах. До тех пор, пока не вынесен Mg, реакция среды щелочная, обуславливающая образование минералов группы монтмориллонита, способных при обводнении увеличивать объем в 3 раза, вызывая при этом вспучивание поверхности кимберлитов на 10-20 м (трубки: Сыты-

канская, Восток, Победа, им. XXIII съезда КПСС и др.). Давление расширяющегося кимберлита иногда столь велико, что приводит к прорыву перекрывающих отложений (трубки Москвичка, Мархинская). Кстати, одним из поисковых признаков кимберлитов в Африке служили так называемые «копье» - бугры вспучивания над трубками.

Объем выветриваемой породы увеличивается также за счет формирования в экзогенных условиях минералов с более «рыхлыми» кристаллическими решетками.

Естественно, что при этом возникают внутренние напряжения значительной силы, в свою очередь способные привести к прорыву вышележащих перекрывающих отложений или к нарушению их сплошности. В эндоконтактах тела данное явление вызовет появление сланцеватости и зеркал скольжения, а в экзоконтактах будут наблюдаться задиры слоев и дробление вмещающих пород, а также инъекции продуктов выветривания по трещинам во вмещающие породы с образованием флюидальных и подобных эруптивным структур. Вильямс (Williams, 1932) отмечает, что при выветривании «голубой земли» на настилах в течении 12-18 месяцев происходило увеличение ее объема на 18-20%. Расчеты по различным методикам подтвердили эти данные. Более того, теоретически возможно, а местами в корах некоторых уральских порфиритов и отмечалось, увеличение объема до 75 %.

Дальнейшее развитие выветривания кимберлитов до зоны гидролиза и далее, сопровождающееся выносом химических компонентов (до 70-80% его начальной массы), приводит к новым изменениям объема, обуславливающим возникновение в толще глин пустот, трещин контракции, брекчирования, просадочных и оползневых явлений. Вынос порообразующих компонентов вызывает уменьшение объемного веса (иногда в 1,5-2 раза). Следовательно, выветривание кимберлитов сопровождается следующими явлениями, изменяющими их физические свойства:

1. происходит резкое увеличение пористости (до 60%);
2. уменьшается средняя плотность (до $1,5 \text{ г/см}^3$);
3. увеличивается количество пелитовой составляющей (до 91,5% в верхних частях разрезов);
4. происходят разрушение магнитных минералов и их превращение в немагнитные тонкодисперсные окислы и гидроокислы железа и агрегаты лейкоксена;
5. происходят брекчирование вмещающих и перекрывающих пород, инъецирование в них глинистого материала.

Исходя из этого, одними из основных методов при поисках уральских кимберлитов, вероятнее всего подвергшихся глубокой гипергенной переработке, должны стать грави- и электроразведка в площад-

ном варианте. При этом для выявления и оконтуривания зон с повышенной мощностью рыхлых отложений достаточен метод ВЭЗ. Магнитная съемка, как и прежде, без комплексирования с другими методами не даст положительных результатов. Большинство исследователей отмечает, что существует закономерность, проявляющаяся в наличии обратно пропорциональной зависимости между степенью алмазности кимберлитовых пород и напряженностью создаваемого ими магнитного поля. Многие алмазносные тела или не фиксируются в магнитном поле, или их магнитные поля имеют незначительную интенсивность.

Таким образом, поисковыми геофизическими критериями являются: а) локальные повышения мощности рыхлых отложений, особенно в поле терригенных пород; б) мелкие отрицательные аномалии гравитационного поля; в) минимумы сопротивлений.

К прочим критериям можно отнести сопутствующие явления: обрушение перекрывающих пород в образующуюся полость (имитация карста); депрессии, выраженные в рельефе и имеющие значительный диаметр. Древние депрессионные формы по кимберлитам, заполнившиеся нормальными осадочными породами, сохранившимися там от денудации, будут выглядеть как пятна более молодых пород в поле более древних. Дробление вышележащих пород могло вызвать интенсивный дренаж и появление очагового карста в карбонатных и карстоподобные явления в терригенных породах. Внимание должны привлекать развалы пород, чуждых окружению (остатки перекрывающих). Понижения рельефа над выщелоченными кимберлитовыми породами, заполняясь водой, могут образовать озера с сопутствующими озерными отложениями, иногда значительной мощности (трубки Мвадуи, Орапа).

Однако описанное всего лишь грубая схема. Для более корректных заключений о корях выветривания вероятных уральских кимберлитов необходимо проводить изучение кор выветривания наиболее близких к ним, распространённых на западном склоне Урала, пород – пикритов. Знание изменений минерального состава и физических свойств пикритов в процессе выветривания позволят точнее наметить критерии для поисков уральских кимберлитов.

Библиографический список

1. Гинзбург И.И., Рукавишников И.А. Минералы древней коры выветривания Урала. М.: Изд-во АН СССР, 1951.
2. Михайлов Б.М., Куликова Г.В. Фациальный анализ кор выветривания. Л.: Недра, 1977.
3. Петров В.П. Основы учения о древних корях выветривания. М.: Недра, 1967.

ПЛАНЕТАРНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ И СТРОЕНИЯ АЛМАЗОНОСНЫХ РОССЫПЕЙ И КОРЕННЫХ ИСТОЧНИКОВ АЛМАЗОВ НА УРАЛЕ

Стремительный рост за последние несколько лет открытий коренных источников алмазов на Урале [9, 14, 16, 17] и огромный фактический материал по залеганию и строению уральских алмазоносных россыпей были рассмотрены авторами с новых позиций планетарной геологии [4]. В результате исследований установлено, что проявление алмазоносного вулканизма и расположение россыпей на Урале контролируются системами меридионально-широтных планетарных структур и зон разломов азимутов 360° и 90° . Предполагается, что эти структурные системы разломов определяют положение коренных источников алмазов и алмазоносных россыпей не только на Урале, но и во всех алмазоносных провинциях мира. Установлена зависимость структурных и текстурных особенностей коренных источников алмазов от структуры вмещающих их коренных пород.

Систематические поиски алмазов на Урале были начаты в 1938 г. по инициативе и под руководством А.П. Бурова. Вначале поисковые работы были сосредоточены в бассейне р. Койвы на Среднем Урале, где были открыты, разведаны и сданы в эксплуатацию тресту «Уралалмаз» первые уральские алмазоносные россыпи: «Ершов лог» (А.А. Аверин), «Тырымов лог» (Н.В. Введенская, В.О. Ружицкий, З.Д. Александрова), Вороновский лог (И.Н. Герасимов), Крестовоздвиженская россыпь (С.А. Годован). На этих россыпях, заложивших основу современной алмазодобывающей промышленности России, разрабатывались методики поисков алмазов и обогащения алмазоносных песков, проектирование и строительство обогатительных фабрик. В годы Великой Отечественной войны уральские алмазы с обогатительных фабрик непосредственно поставлялись на оборонные заводы.

Уральские алмазоносные россыпи, расположенные на западном склоне Северного и Среднего Урала к северу от широты 58° , представлены современным и древним аллювием речных долин бассейна Камы - рек Вишеры, Язьвы, Яйвы, Косьвы, Усовы, Вижая и Койвы и их притоков. Небольшими линзами в них вкраплены россыпи древних и современных логов. К югу от широты 58° на западном склоне Среднего и Южного Урала, в бассейнах рек Чусовой и Белой, при опробовании ал-

лювия встречены лишь редкие кристаллы алмазов, не представляющих промышленных перспектив. Северная граница Западноуральских алмазных россыпей не установлена. Судя по ширине алмазных поясов Южного и Северного полушарий (Южной Африки, Южной Австралии, Бразилии, Индии, Восточной Сибири) эта граница может совпасть с параллелью 64° с. ш. На восточном склоне Урала известны находки лишь единичных кристаллов алмаза, встреченные в коренных породах и при промывке песков на золото и платину в Гороблагодатском, Верх-Исетском и Верхнеуральском районах [11]. Специальные поисковые работы на алмазы, проведенные Уральской алмазной экспедицией в Исовском и Гороблагодатском районах (В.С. Трофимов, Н.В. Кинд, М.А. Гневушев в 1942-1945 гг.) и в бассейне верхнего течения р. Урал (И.Н. Герасимов, Н.В. Введенская 1945-1948 гг.), не подтвердили находок, что отнюдь не означает их опровержения, но служит лишь указанием на чрезвычайно низкое содержание алмазов в коренных и рыхлых породах Восточного Урала.

Алмазоносные россыпи Северного и Среднего Урала подстилаются отложениями верхнего рифея, нижнего и верхнего палеозоя. Среди них преобладают породы осадочного комплекса. Осадочные породы пронизаны многочисленными дайками, жилами и штоками эффузивов щелочно-базальтоидного состава. Заложение каледонских глубинных разломов на Урале (верхний ордовик) сопровождалось по Ю.В. Шурубору [20] трахибазальтовым магматизмом. В силуре и среднем девоне на Западном Урале, согласно исследованиям Н.А. Румянцевой [15] и Ю.В. Шурубора [20], развивалась формация щелочных базальтоидов.

Непосредственная связь алмазов с магматическими породами указанных комплексов была подтверждена находками алмазов в пикритах ашинской свиты по долине р. Кусьи и в лимбургитах той же свиты у пос. Семенове в бассейне р. Косьвы, полученными коллективом геологов ВСЕГЕИ (Л.И. Лукьянова, Ю.Д. Смирнов) и Пермской геологической партии (А.М. Зильберман, Е.М. Чернышева) в 1972 и 1974 гг. [8]. Поиски коренных месторождений алмазов на Урале, проводившиеся попутно с поисками и разведкой алмазоносных россыпей, долгие годы не приносили положительных результатов. Причиной этому являлось интенсивное выветривание как самих алмазоносных пород, так и генетических спутников алмазов, по которым обычно выявляют коренные источники. Новое поколение исследователей - Л.И. Лукьянова, В.Р. Остроумов, А.Я. Рыбальченко и другие [9, 14, 16], с одной стороны, провели необходимое детальное петрографическое изучение россыпей, упущенное предыдущими геологами, с другой стороны, удачно использовали составленные ранее детальные карты алмазоносных россыпей для поисков по ним коренных источников алмазов. В 1995-1996 гг.

В.Р. Остроумов, А.Я. Рыбальченко, В.Я. Колобянин открыли первое коренное проявление алмазов на Вишерском Урале в пределах Южно-Рассольнинской россыпи и участка "Волянка" [9, 16]. Сенсация этого открытия заключалась не только в самом открытии первоисточников алмазов на Урале и даже не в том, что эти коренные источники оказались "вмонтированы" в предполагаемые ранее вторичные коллектора алмазов - песчаники и гравелиты такатинской свиты среднего девона [3,7], но и во внешнем облике этих первоисточников, получивших название "туффизиты". В отличие от привычных алмазоносных магматических пород - кимберлитов и лампроитов туффизиты, по описаниям Л.И. Лукьяновой [9], представляют собой глинизированные брекчии и песчано-глинистые породы туффового облика. Они выполняют жилы и субпластовые тела на нескольких стратиграфических уровнях нижнего и верхнего палеозоя. С алмазоносными туффизитами на Вишерском Урале практически связаны все известные россыпи в бассейне рек Чурочной, Рассольной, Щугора и Колчима. В последующие годы этими исследователями, при участии Л.И. Лукьяновой и других научных сотрудников ВСЕГЕИ, а также геологов уральских геологических организаций, были открыты коренные источники алмазов на других участках уральских россыпей [14, 16]. Выявлены также дайки лампроитов и тела кимберлитов в различных районах Полярного, Северного, Среднего и Южного Урала [9, 16, 17]. Таким образом, была доказана непосредственная связь уральских алмазоносных россыпей с местными коренными источниками алмазов - алмазоносными кимберлитами, лампроитами, туффизитами и другими проявлениями щелочно-базальтоидной алмазоносной магмы.

С этих позиций авторам представлялось перспективным изучение структурных особенностей коренных пород подстилающих россыпи с целью выявления закономерностей размещения коренных источников алмазов (рис. 1).

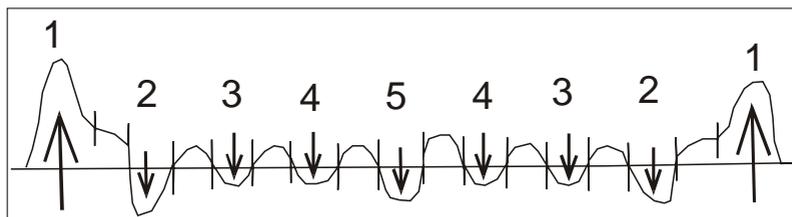


Рис. 1. Структурные зоны (разломов) в разрезе прогиба: 1– борт прогиба; 2– предбортовая зона; 3– вторая прицентральной зона; 4– первая прицентральной зона; 5– центральная зона. Стрелками показано направление тектонических напряжений

Приступая к структурному анализу залегания коренных пород, подстилающих россыпи, авторы обратили внимание на закономерности размещения самих участков россыпей. Эти участки в плане образуют несколько меридионально вытянутых цепочек шириной около 15 км каждая (рис. 2, 3). Участки россыпей с повышенным содержанием алмазов располагаются в цепочках с различными интервалами.

Структурный анализ коренных пород заключался в определении их возраста, азимутальной ориентировки и структурного положения в системе разновозрастных им прогибов и зон разломов. По А.Г. Асланяну [2], «Первичные прогибы» земной коры относятся к структурам, возникающим в литосфере в связи с глубинными нарушениями ее сплошности. Прогибы представляют собой области линейных опусканий земной коры вдоль зон глубинных разломов. Это области накопления осадков и проявления активной магматической деятельности. Соседние прогибы отделяются поднятиями бортовых зон. Кроме главной или центральной зоны разломов и соответствующего ей понижения в днище прогиба Н.В. Введенской [4] установлено в прогибе еще восемь структурных зон второго порядка, расположенных симметрично относительно центральной зоны. Ввиду того, что именно с этими структурными зонами и с центральной зоной прогиба связаны особенности строения и развития пород, подстилающих россыпи, мы остановимся более подробно на их описании.

Центральная или главная зона прогиба расположена в центральной части его днища. Симметрично относительно нее, по обе стороны прогиба, развиты еще четыре зоны, разделенные поднятиями: первая и вторая прицентральные, предбортовая и бортовая. Каждая из указанных зон характеризуется специфической, только ей присущей, степенью тектонической активности и знаком движения структур. Каждой из них присущи определенные фации осадочных и магматических пород. Центральные зоны отличаются чрезвычайной раздробленностью земной коры, насыщенностью ее трещинами разных размеров с преобладанием крупных трещин. Для центральных зон характерна тенденция к нисходящим тектоническим движениям в условиях общего растяжения земной коры. Осадочные толщи имеют повышенные мощности. Широко развиты эффузивы среднего и основного состава. Прицентральные зоны характеризуются относительно меньшей тектонической активностью, чем центральные зоны при сохранении общей тенденции к опусканиям, отличаются меньшей мощностью осадочных толщ и относительно слабым проявлением магматизма. Предбортовые зоны формируются в условиях одновременного сжатия и растяжения земной коры при активной тенденции к ее опусканиям. Для этих зон характерны не только мощные толщи осадочных пород с преобладанием грубообломочных



Рис. 2. Прогнозная карта распространения структурных зон и участков проявления нижнепалеозойского алмазоносного вулканизма на Урале. Названия участков приведены в таблице 1. Римскими цифрами обозначены палеомеридиональные структурные зоны



Рис. 3. Прогнозная карта распространения структурных зон и участков проявления верхнепалеозойского алмазоносного вулканизма на Урале. Названия участков приведены в таблице 2. Римскими цифрами обозначены палеомеридиональные структурные зоны

фаций, но и большие мощности магматических пород основного, ультраосновного и щелочно-базальтоидного состава. Бортовые зоны отличаются относительно пониженной плотностью трещин. Тектонические движения имеют ясно выраженную тенденцию к поднятиям в условиях сжатия структур. Бортовые зоны являются вершинными поверхностями, разделяющими соседние прогибы. Ширина структурных зон в прогибах составляет 15 км. Месторождения полезных ископаемых любого типа формируются в узлах пересечения одновозрастных взаимно перпендикулярных прогибов и связанных с ними структурных зон. Реальные сочетания особенностей тектонического режима структурных зон, оказавшихся в узле их пересечения, определяют реальные перспективы месторождений полезных ископаемых. Описанные выше структурные зоны были выделены на геологических картах изучаемого района россыпей в системе азимутов 320° и 50°, 330° и 60°, 340° и 70°, 350° и 80°, 360° и 90°, 20° и 290°, 35° и 305° по методике, разработанной Н.В. Введенской [4]. Последовательное совмещение каждой из указанных карт с картой алмазоносных россыпей Западного Урала показало, что все участки россыпей с повышенным содержанием алмазов контролируются только одной - меридионально-широтной системой разломов азимутов 360° и 90° (рис. 2, 3). Меридионально ориентированные цепочки россыпей четко совместились с центральными или предбортовыми зонами прогибов, а сами россыпи - с узлами пересечения одновозрастных взаимно перпендикулярных структурных зон.

Сопоставление структурных карт с геологическими материалами региона позволило определить, что структурные планы нижнего и верхнего палеозоя различны, а поэтому породы, подстилающие россыпи, имеют двухъярусное строение. Нижний палеозой сложен взаимно пересекающимися палеомеридиональными и палеоширотными структурами, ориентированными в соответствии с современной системой координат. Центральные зоны палеомеридиональных структур последовательно мигрировали с востока на запад, палеоширотные мигрировали в южном направлении (табл. 1). Структурный ярус верхнего палеозоя несогласно перекрывает нижнепалеозойские структуры. В отличие от последних палеомеридиональные структуры верхнего палеозоя в современной системе координат ориентированы в широтном направлении, палеоширотные - в меридиональном (рис. 3). Палеомеридиональные структуры верхнего палеозоя на протяжении его формирования мигрировали в северном направлении, палеоширотные - в восточном (табл. 2). В соответствии с различной ориентировкой геологических структур в современной системе координат нами выделены две группы структурных зон и алмазоносных россыпей: первая – связанная с породами нижнего палеозоя; вторая – имеющая в основании породы верхнего палеозоя.

Таблица 1

Структурно-стратиграфическая характеристика нижнепалеозойских зон, контролирующих алмазоносные россыпи и коренные источники алмазов на Урале (составлена по геологическим и планетарно-тектоническим данным)

Палео-широтная зона нижнего палеозоя	Палеомеридиональная зона нижнего палеозоя			
	Северо-Колчимская ц.О ₂ ¹ , ц.Є ₂ ²	Няровская ц.О ₂ ² , Є ₂ ¹ ; пб.О ₁ ¹	Кузьминская б.О ₁ ¹ , пб.О ₁ ² , ц.Є ₁ ²	Присковая пб.О ₁ ¹ , О ₂ ¹ , Є ₂ ¹ ; б.О ₁ ² , ц.Є ₁ ¹
	Участки алмазоносных россыпей			
Березовская б.О ₁ ² , Є ₂ ¹ ; пб.О ₁ ¹ , Є ₁ ² , Є ₂ ²	1.Березовский ц.Є ₂ ² •пб.Є ₂ ²	2.Бурундукский пб.О ₁ ¹ •пб.О ₁ ¹ ц.Є ₂ ¹ •б.Є ₂ ¹	3.Усть-Гаревский ц.Є ₁ ² •пб.Є ₁ ²	4.В.-Вишерский пб.О ₁ ¹ •пб.О ₁ ¹ пб.Є ₂ ² •пб.Є ₂ ²
Акчимская б.О ₁ ¹ , Є ₂ ² ; пб.О ₁ ² , Є ₂ ¹	5.Велгурский ц.Є ₂ ² •б.Є ₂ ²	6.Акчимский ц.Є ₂ ¹ •б.Є ₂ ¹	7.Золотанский пб.О ₁ ² •пб.О ₁ ²	-
Илья-Вожская ц.О ₂ ² , Є ₁ ¹ ; пб. О ₁ ¹ , Є ₂ ²	8.Илья-Вожский ц.Є ₂ ² •пб.Є ₂ ²	9.Усть-Цепельский пб.О ₁ ¹ • пб.О ₁ ¹	10.Верхне-Цепельский б.О ₁ ¹ •пб.О ₁ ¹	-
Долгая ц.О ₂ ¹ , Є ₁ ²	-	-	-	-
Усть-Тыпыльская ц.О ₁ ² , Є ₂ ¹	-	-	11.Усть-Тыпыльский пб.О ₁ ² •ц.О ₁ ²	-
Верхне-Чикманская ц.О ₁ ¹ , Є ₂ ² ; пб.Є ₁ ¹	-	12.Верхне-Чикманский пб.О ₁ ¹ • ц.О ₁ ¹	-	-
Усть-Няровская б.О ₂ ² , Є ₁ ¹ ; пб.О ₂ ¹ , Є ₁ ²	13.Кизеловский ц.О ₂ ¹ • пб.О ₂ ¹	14.Усть-Няровский ц.О ₂ ² • б.О ₂ ²	15.Першинский ц.Є ₁ ² •пб.Є ₁ ²	-
Медведкинская б.О ₂ ¹ , Є ₁ ² ; пб.О ₁ ² , О ₂ ² , Є ₁ ¹ , Є ₂ ¹	-	16.Подпорожный ц.О ₂ ¹ • пб.О ₂ ² ц.Є ₂ ¹ •б.Є ₂ ¹	17.Коростелевский пб.О ₁ ² •пб.О ₁ ²	18.Медведкинский пб.О ₂ ¹ •пб.О ₂ ¹ ц.Є ₁ ¹ •пб.Є ₁ ¹
Вижайская б.О ₁ ² , Є ₂ ¹ ; пб.О ₁ ¹ , О ₂ ¹ , Є ₁ ² , Є ₂ ²	-	19.Вижайский пб.О ₁ ¹ • пб.О ₁ ¹ ц.Є ₂ ¹ •б.Є ₂ ¹	20.Верхне-Кузьминский ц.Є ₁ ² •пб.Є ₁ ²	21.Усть-Тисковский пб.Є ₂ ² •пб.Є ₂ ²
Усть-Койвинская б.О ₁ ¹ , Є ₂ ² ; пб.О ₁ ² , .Є ₂ ¹	-	22.Усть-Койвинский ц.Є ₂ ¹ •пб.Є ₂ ¹	23.Усть-Тырымский пб.О ₁ ² •пб.О ₁ ²	-

Условные обозначения к табл.1, 2: О₁² – индекс возраста структурной зоны; ц.;б.; пб.; - структурное положение зон в прогибе: ц. – центральные; б. – бортовые; пб. – предбортовые зоны; ц.Є₂¹•б.Є₂¹ – узел пересечения структурных зон и индекс его возраста

Таблица 2

Структурно-стратиграфическая характеристика верхнепалеозойских зон, контролирующих алмазоносные россыпи и коренные источники алмазов на Урале (составлена по геологическим и планетарно-тектоническим данным)

Палео-широтная зона верхнего палеозоя	Палеомеридиональная зона верхнего палеозоя			
	Рассольнинская б. D ₃ ¹ _{fr} , S ₂ ² ; пб. D ₃ ² _{fm} , D ₂ ² _{gv} , S ₂ ¹	Пашийская б. D ₃ ² _{fm} ; ц. S ₁ ¹ пб. D ₃ ¹ _{fr} , S ₂ ² ;	Тыпыльская пб. D ₃ ² _{fm} ; ц. D ₂ ¹ _{ev} , S ₁ ²	Промысловская ц. D ₂ ² _{gv} , S ₂ ¹
Участки алмазоносных россыпей				
Сибиревская ц. D ₂ ² _{gv} ; б. S ₁ ² ; пб. S ₂ ¹	-	-	-	1. Сибиревский ц. S ₂ ¹ • пб. S ₂ ¹
Усть-Велсовская ц. D ₂ ¹ _{ev} ; б. S ₂ ¹ ; пб. D ₃ ² _{fm} ;	2. Верхне-Говорухинский пб. D ₃ ² _{fm} • пб. D ₃ ² _{fm}	3. Надышский б. D ₃ ² _{fm} • пб. D ₃ ² _{fm}	4. Усть-Велсовский пб. D ₃ ² _{fm} • пб. D ₃ ² _{fm}	-
Волынская б. D ₃ ² _{fm} , S ₂ ² ; пб. D ₃ ¹ _{fr}	5. Волынский пб. D ₃ ² _{fm} • б. D ₃ ² _{fm} пб. D ₃ ¹ _{fr} • пб. D ₃ ¹ _{fr}	6. Нижне-Золотанский пб. D ₃ ¹ _{fr} • пб. D ₃ ¹ _{fr}	7. Нижне-Улсовский пб. D ₃ ² _{fm} • б. D ₃ ² _{fm}	-
Усть-Цепельская б. D ₃ ¹ _{fr} ; ц. S ₁ ¹ ; пб. D ₃ ² _{fm}	8. Северо-Колчимский пб. D ₃ ² _{fm} • пб. D ₃ ² _{fm}	9. Усть-Цепельский б. D ₃ ² _{fm} • пб. D ₃ ² _{fm}	10. Верхне-Улсовский пб. D ₃ ² _{fm} • пб. D ₃ ² _{fm}	-
Молмысская б. D ₂ ² _{gv} ; ц. S ₁ ² ; пб. D ₃ ¹ _{fr}	11. Большесимский б. D ₃ ¹ _{fr} • пб. D ₃ ¹ _{fr}	12. Молмысский пб. D ₃ ¹ _{fr} • пб. D ₃ ¹ _{fr}	-	-
Низовская б. D ₂ ¹ _{ev} ; ц. S ₂ ¹ ; пб. D ₂ ² _{gv}	13. Низовский пб. D ₂ ² _{gv} • пб. D ₂ ² _{gv}	-	-	-
Чикманская ц. D ₃ ² _{fm} , S ₂ ² ; пб. D ₂ ¹ _{ev}	14. Усть-Чаньвинский пб. D ₃ ² _{fm} • ц. D ₃ ² _{fm}	15. Чикмаский б. D ₃ ² _{fm} • ц. D ₃ ² _{fm}	16. Верхне-Косьвинский пб. D ₃ ² _{fm} • ц. D ₃ ² _{fm}	-
Семеновская ц. D ₃ ¹ _{fr} ; б. S ₁ ¹	-	17. Семеновский пб. D ₃ ¹ _{fr} • ц. D ₃ ¹ _{fr}	-	-
Качканарская ц. D ₂ ² _{gv} ; б. S ₁ ² ; пб. S ₂ ¹	18. Губахинский пб. D ₂ ² _{gv} • ц. D ₂ ² _{gv}	-	-	19. Тюшевский ц. S ₂ ¹ • пб. S ₂ ¹
Крестовоздвиженская ц. D ₂ ¹ _{ev} ; б. S ₂ ¹ ; пб. D ₃ ² _{fm} , S ₂ ² , S ₁ ²	20. Баская пб. D ₃ ² _{fm} • пб. D ₃ ² _{fm}	21. Вильво-Подорожный б. D ₃ ² _{fm} • пб. D ₃ ² _{fm}	-	22. Крестовоздвиженский ц. S ₂ ¹ • б. S ₂ ¹
Гороблагодатская б. D ₃ ² _{fm} , S ₂ ² ; пб. D ₃ ¹ _{fr} ; S ₂ ¹	-	23. Шишинский пб. D ₃ ¹ _{fr} • пб. D ₃ ¹ _{fr}	-	24. Елизаветинский ц. S ₂ ¹ • пб. S ₂ ¹

I. Структурные зоны нижнего палеозоя, контролирующие размещение алмазоносных россыпей и прогнозные участки проявления алмазоносного магматизма

Меридионально ориентированные цепочки россыпей, залегающих на породах нижнего палеозоя, совмещаются с центральными или с предбортовыми зонами венда, кембрия и ордовика - Приисковой, Кусьинской, Няровской и Северо-Колчимской. Названия этих зон даны авторами по названиям известных алмазоносных россыпей или по участкам проявления алмазоносного вулканизма.

Приисковая зона протягивается вдоль западного склона Главного Уральского хребта. В современном рельефе выражена восточным меридиональным прогибом Западного Урала. В раннем венде, раннем кембрии и среднем ордовике она представляла собой центральную зону прогиба нижнего палеозоя; в верхнем кембрии, нижнем и верхнем ордовике являлась предбортовой зоной прогибов этого возраста [15]. На Северном и Среднем Урале в пределах Приисковой зоны выявлены участки алмазоносных россыпей. Наиболее перспективными представляются участки "Верхне-Вишерский" и "Медведкинский".

Кусьинская зона структурно совмещается с центральной зоной палеомеридионального прогиба, с перерывами развивавшегося в течение верхних ярусов нижнего венда, нижнего кембрия и среднего ордовика [4]. Границы зоны совмещаются с меридиональными зонами разломов в отложениях кембрия и ордовика, с которыми связано Саратовское месторождение хромитов на р. Вижае и хромиты в бассейне р. Вишеры. С севера на юг выделяются семь прогнозных участков: Усть-Гаревская, Усть-Улсовская и НижнеТыпыльская группы россыпей. Усть-Улсовская группа расположена в узле пересечения двух прибортовых зон палеомеридионального и палеоширотного прогибов нижнего палеозоя, активно развивавшихся в течение тремадока (O_1). Группа россыпей в нижнем течении р. Тыныла - правого притока Р. Косьвы - расположена в узле пересечения центральной палеомеридиональной Кусьинской зоны с Тыпыльской зоной - предбортовой палеоширотной зоной нижнего палеозоя.

Няровская зона своей западной границей совмещается с меридианом 58° в.д. Эта граница подчеркивается зоной меридионального разлома, зафиксированного по геологическим данным от пос. Акчим на севере в бассейне р. Вишеры до широты г. Горнозаводска на Среднем Урале. Структурно Няровская зона представляет собой центральную зону палеомеридионального прогиба, активно развивавшегося с перерывами в нижнем палеозое - в течение формирования нижних ярусов верхнего венда, верхнего кембрия, верхнего ордовика. С севера на юг в зоне выделяются восемь россыпей, тяготеющих к узлам пересечения

Няровской центральной палеомеридиональной зоны с предбортовыми и бортовыми палеоширотными зонами одновозрастных ей прогибов.

Северо-Колчимская зона проходит вдоль западной окраины россыпей Вишерского Урала. Южнее, на Среднем Урале, эта зона структурно и территориально совмещается с меридиональным грабежом, выполненным отложениями сыльвицкой серии [12]. Структурно Северо-Колчимская зона представляет собой центральную зону палеомеридионального прогиба, развивавшегося с перерывами в эпохи верхнего венда, верхнего кембрия, верхнего ордовика (полюдовская свита). В зоне выделяются четыре россыпи: Березовская, Велгурская, Илья-Вожская - на Северном Урале; Кизеловская - на Среднем Урале. Участок, занимаемый Березовской россыпью, в структурном плане является аналогом участка, занимаемого Илья-Вожской россыпью.

II. Структурные зоны верхнего палеозоя, контролирующие алмазоносные россыпи и прогнозные участки проявлений алмазоносного магматизма

Эта группа представлена меридионально вытянутыми цепочками россыпей, совмещающихся с палеоширотными структурами верхнего палеозоя - силура, девона и карбона. Ширина цепочек россыпей и соответствующих им палеоширотных структур верхнего палеозоя составляет 15 км. С запада на восток, согласно смещению палеоширотных структур верхнего палеозоя, выделяются следующие структурные зоны: Рассольнинская, Пашийская, Тыпыльская, Промысловская и Исовская.

Рассольнинская зона – палеоширотная верхнепалеозойская зона - относится к структурам "клавишного" развития, резко меняющим активность и знак движения в сопредельные эпохи. Так, в нижнесилурийское время эта зона являлась первой прицентральной зоной палеоширотного нижнесилурийского прогиба. В нижнем и среднем девоне представляла собой предбортовую зону палеоширотных прогибов, в которых происходило накопление грубообломочных отложений такатинской свиты. В течение франского века верхнего девона она являла собой бортовую зону палеоширотного франского прогиба. В фаменское время снова занимает положение предбортовой зоны верхнедевонского (фаменского) прогиба. К верхнефранскому и верхнефаменскому периодам относятся главные фазы верхнедевонского алмазоносного вулканизма с образованием туффизитов. При этом туффизиты франского возраста формировались на пересечении бортовой палеомеридиональной Рассольнинской зоны с Волынской предбортовой палеоширотной зоной; в фаменское время, наоборот, на пересечении предбортовой палеомеридиональной Рассольнинской зоны с бортовой палеоширотной Волынской зоной.

Пашийская зона – палеоширотная зона верхнего палеозоя, территориально совмещается с Няровской палеомеридиональной зоной нижнего палеозоя. Подобно Рассольнинской зоне относится к структурам "клавишного" развития: в течение силура являлась центральной зоной нижнесилурийского прогиба, затем – предбортовой зоной верхнесилурийского и верхнефранского прогибов. В верхнефаменское время служила бортовой водораздельной зоной соседних прогибов. В зоне выделяется восемь алмазоносных россыпей с соответствующими прогнозными участками на поиски коренных месторождений алмазов. Алмазоносные россыпи и вскрытые на некоторых участках коренные источники алмазов тяготеют к нескольким вариантам узлов пересечения структурных зон. Так, известны россыпи в узлах пересечения предбортовых зон с предбортовыми - Нижне-Золотицкий участок (верхнефранский ярус) и Молмысский участок (верхнефранский ярус); предбортовых зон с бортовыми – Усть-Цепельский участок (франский ярус); предбортовых зон с центральными зонами – Семеновский участок (франский ярус); центральных зон с предбортовыми зонами – Чикманский участок (верхний фамен). Вследствие тектонической активности Пашийская зона представляет значительные перспективы для поисков коренных месторождений алмазов, особенно на северных участках.

Тыпыльская зона прослеживается в восточной части Западно-Урала по цепочке алмазоносных россыпей, следующих в меридиональном направлении от р. Велса на севере по участкам алмазоносных россыпей рек Улса и Верхнего Тыпыла. Структурно представляет собой центральную зону палеоширотного силурийского (лудловского) прогиба. Участки россыпей тяготеют к узлам пересечения палеоширотных предбортовых зон силура и верхнего девона с одновозрастными им центральными и предбортовыми палеомеридиональными зонами.

Промысловская зона протягивается в меридиональном направлении вдоль западного подножия главного Уральского хребта. Западная половина зоны совмещается с восточной окраиной Приисковой зоны, будучи смещена относительно нее на 5-8 км к востоку. Структурно Промысловская зона представляет собой центральную палеоширотную зону нижнелудловского прогиба. С севера на юг в зоне выделяются четыре участка перспективных на поиски коренных месторождений алмазов: Сибиревский прииск (верховья р. Вишеры), Тюшевский участок в верховье р. Койвы, Крестовоздвиженская россыпь в районе поселка Промысла и Елизаветинский прииск в верховье р. Серебрянки.

Контролирующее влияние меридионально-широтных структур на проявление алмазоносного вулканизма и формирование коренных источников алмазов установлено не только на Урале, но и на Русской платформе. Как видно на прилагаемом рисунке (рис. 4), именно система

меридионально- широтных разломов (азимуты 360° и 90°) контролирует Ломоносовское месторождение алмазов. Алмазоносные трубки вытянуты вдоль западной границы предбортовой Ломоносовской зоны палеоширотного франского прогиба на участке пересечения его Золотицкой зоной - центральной зоной палеомеридионального прогиба того же возраста. Приведенные материалы показывают, что проявление алмазного вулканизма в системах меридионально-широтных структур осуществляется на участках взаимного пересечения этих структур - в "узлах пересечения", при определенных тектонических условиях. В настоящее время установлена лишь приуроченность проявлений алмазного вулканизма к четырем вариантам пересечения структурных зон: 1) предбортовых с центральными; 2) предбортовых с предбортовыми; 3) предбортовых с бортовыми и 4) центральных с бортовыми. Отсутствуют примеры проявлений алмазного вулканизма на пересечении центральных зон с центральными и бортовых с бортовыми.



Рис. 4. Положение Ломоносовского месторождение алмазов в структуре палеоширотных и палеомеридиональных разломов

Можно предположить, что одинаковые структурные условия будут определять одинаковые типы коренных источников алмазов. Судя по Ломоносовскому месторождению алмазов на Русской платформе и по проявлениям лампроитового вулканизма на Урале [8, 17], можно полагать, что алмазоносные лампроиты приурочены к узлам пересечения предбортовых зон с центральными. Возможно, что оригинальный облик туффзитов является результатом высоких давлений, сопровождавших излияния алмазоносной магмы в условиях одновременного влияния предбортовых и бортовых зон на процессы вулканизма.

Туффзиты описаны Л.И. Лукьяновой с соавторами [9] как новый тип алмазоносных магматических пород. Авторы статьи указывают, что специфические особенности вещественного состава пород резко отличают их от алмазоносных кимберлитов и лампроитов. Однако химический и минералогический составы туффзитов, приведенные авторами статьи в таблицах, показывают, что по своему геохимическому составу и условиям барофильной минерализации туффзиты представляют собой разновидность выплавки мантии одинакового уровня и близких условий генерации с алмазоносными кимберлитами и лампроитами [18]. Для алмазов из туффзитов Южно-Рассольской и Вольнской россыпей характерен тот же состав минералов-спутников, что и для алмазов из кимберлитов Якутии и других алмазоносных провинций мира: пиропы, хромшпинелиды, пикроильмениты, Мп-ильмениты. И сами алмазы из уральских россыпей и из туффзитов по набору и составу минералов-«узников» [19] и кристаллографическим особенностям строения [13] не имеют принципиальных отличий от алмазов из кимберлитов и лампроитов [9, 10]. Можно предположить, что специфические структурные и текстурные особенности туффзитов являются производными от (физических условий выведения магмы на поверхность. Эти условия, как указано выше, могут быть результатом высоких давлений, развивающихся на пересечении бортовых зон с предбортовыми. Внешний облик туффзитов, представленных песчано-глинистыми породами, сцементированными туфовым материалом, вероятно, является результатом распыления алмазоносной магмы, поднимающейся под высоким давлением, на окружающие песчано-глинистые и гравийно-галечные породы, в том числе и на отложения таткатинской свиты («Ишковский участок»). Судя по находкам алмазам в такатинских песчаниках и гравелитах [3], эти отложения в условиях залегания их на коренных источниках алмазов ордовика и силура могут представлять собой самостоятельные россыпи в разрезах среднего девона. Последнее может относиться и к «Ишковскому» участку (если исключить из россыпи перекрывающий ее плащ верхнедевонских алмазоносных магматических пород) [7].

Библиографический список

1. *Аблизин Б.Д., Ключина М.Л., Курбацкая Ф.А., Курбацкий А.М.* Верхний рифей и венд западного склона Среднего Урала. М.: «Наука». 1992. 139 с.
2. *Асланян А.Г.* Динамическая проблема геотектоники // Доклады совет. геологов. 1970.
3. *Введенская Н.В.* Геолого-геоморфологическое строение и алмазонасность бассейна р. Вижая: Автореф. канд. дис.... - М., ВИМС, 1954.
4. *Введенская Н.В.* Цикличность планетарного развития разломных структур и геологических образований. М.: Геос, 1999. 258 с.
5. *Введенская Н.В., Голубева И.И.* Геоморфологическое строение Вишерского алмазонасного Урала // Вестник МГУ. Геология, 1966. №2.
6. *Гневушев М.А., Шеманина Е.И.* Некоторые особенности уральских алмазов и их возможные первоисточники // Минералы изверженных пород и руд Урала: Сб. ГГИ УфАН СССР. 1967. С. 27-40.
7. *Ишков А.Д.* Источники алмазов уральских россыпей на примере Вишерского района: Совещание по геологии алмазных месторождений. Пермь, 1966. С. 32-35
8. *Лукьянова Л.И., Смирнов Ю.Д., Зильберман А.М., Чернышова Е.М.* О находках алмазов в магматических породах Урала // Записки ВМО. 1978. Вып. 6. Ч. 103. С. 580-585.
9. *Лукьянова Л.И., Лобкова Л.П., Марейчев А.М., Казак А.П., Жуков В.В.* Коренные источники алмазов на Урале // Региональная геология и металлогения. 1997. № 7. С. 88-97.
10. *Малахов И.А., Зильберман А.М., Чернышева Е.М.* Изучение состава типоморфных минералов из ультраосновных вулканитов терригенных толщ и россыпей на западном склоне Среднего Урала // Тр. ЦНИГРИ. Вып. 153. М., 1980.
11. Металлогеническая карта Урала масштаба 1:1 000 000 и объяснительная записка к ней. (ред. Марейчев А.П.). ВСЕГЕИ., Ленкартфабрика, 1983.
12. *Младших С.В., Аблизин Б.Д.* Стратиграфия верхнего докембрия западного склона Среднего Урала // Изв. АН СССР. Сер. геология. 1967. № 2.
13. *Орлов Ю.Л.* Минералогия алмаза. М.: Недра, 1955.
14. *Остроумов В.Р., Морозов А.Ф., Киреев А. С., Магадеев Б.Д.* Открытие коренных источников уральских алмазов (к 50-ти-летию прииска «Уралалмаз») // Геологическое изучение и использование недр. Информ. сб. Комитета РФ по геологии и использованию недр. М., 1996. Вып. 6. С. 3-13.
15. *Румянцева Н.А.* Формация щелочных базальтоидов западного склона Урала // Щелочные вулканические формации складчатых областей. М.: Недра, 1967. С. 105-208.
16. *Рыбальченко А.Я., Колобянин В.Я., Рыбальченко Т.М.* О новом типе магматизма как возможном источнике уральских алмазов // Материалы регион. конф. «Моделирование геологических систем и процессов» / Перм. ун-т. Пермь, 1996. С. 111-113.
17. *Сурин Т.Н., Мосейчук В.М.* Минералогия и геохимия лампроитов Магнитогорской мегазоны (Южный Урал) - магматизм и геодинамика // Мате-

риалы 1 Всерос. петрогр. совещания. Кн. 3. Петрология, петрохимия, эксперимент и физико-химическое моделирование. Уфа, 1995. С. 129-130.

18. Францесон Е.В., Лутц Б.Г. Кимберлитовый магматизм древних платформ. М. 1995. 342 с.

19. Шеманина Е.И., Богомольная Л.С. Включения в уральских алмазах и вероятный тип их первоисточников // Тр. ЦНИГРИ. М., 1980. Вып. 153. С. 89-95.

20. Шурубор Ю.В. Интрузивные фации щелочных базальтоидов в Пашийском районе на западном склоне Среднего Урала: Автореф. канд. дис. ... Свердловск, 1968.

А.Г. Попов
ФГУ "ПТФГИ", г. Пермь

НЕКОТОРЫЕ ОСНОВНЫЕ КРИТЕРИИ АЛЛЮВИАЛЬНОЙ АЛМАЗОНОСНОСТИ ПЕРМСКОЙ ОБЛАСТИ

В результате геолого-поисковых и разведочных работ на алмазы на территории Пермской обл. за период 40-90-х гг. XX в., появились уникальные данные, позволившие в 1985-1994 гг. сделать основные обобщения [1; 5]. В 2000 г. при создании атласа геолого-экономической карты Пермской области масштаба 1:500000 [4] по заказу администрации области обобщились все известные месторождения и проявления алмазов (89 объектов). В 1995 г. была составлена компьютерная база данных (БД) аллювиальных россыпей алмазов, в которую вошли 184 объекта, представляющие собой россыпи и долинные участки рек с алмазами, независимо от стадий их разведанности и освоения. Новые возможности обработки этих материалов позволяют дать оперативные ответы на некоторые интересующие нас до сих пор вопросы, к примеру, определение основных критериев аллювиальной алмазоносности с проведением предварительного прогноза.

Состав созданной базы данных, удобный для аналитической обработки, определился в виде таблицы следующей структуры: *код объекта, номер объекта, наименование реки-россыпи, бассейн, генотип, длина, ширина россыпи, мощность торфов, мощность песков, количество горных линий, расстояние между горными линиями, расстояние между выработками в горной линии, количество найденных алмазов, суммарный, максимальный, минимальный, средний вес алмазов, минимальное, максимальное, среднее содержание в мг/м³, встречаемость (количество кристаллов на 100 м³ песков), карат на кристалл (средняя*

величина камней в каратах), объем россыпи в m^3 , длина россыпи на количество алмазов, коэффициент линейной значимости россыпи (показывающий количество найденных алмазов на единицу длины россыпи), автор отчета, год отчета, разность отметок опорных точек россыпи (H) в абс. м (между верхней и нижней отметками по цифровой модели рельефа масштаба 1:500000), отношение разности отметок опорных точек к длине россыпи (H/L), тип реки (относительно ее протяженности и расхода), аннотация (краткая информация о россыпи).

База данных россыпей, связанная с картой масштаба 1:500000 и 1:200000, позволила в пределах Пермской обл. определить *регион аллювиальной алмазности* (рис. 1). По сути, была выделена та территория, на которой за последние 150 лет был найден хотя бы один алмаз. Западная граница его проходит с севера по правобережью Колвы (после ее поворота на юг, юго-запад); затем по «линии» Нырб – Красновишерск – Александровск – Чусовой, параллельно уральским структурам, по абсолютным отметкам около 300 м. От Чусового на юг до Кордона, захватывая верховья Барды с притоками, далее, уходя к верховьям р.Белой, восточная граница отслеживается по склонам Уральского хребта с юга на север от верховьев р.Койвы и р.Усьвы до верховьев р.Косьвы и устья р.Тылая (не захватывая Кытлымский массив), далее вдоль р.Тыпыла и р.Улса и по левобережью р.Вишеры. Выделение региона осуществлялось по бассейново-географическому принципу с учетом находок алмазов. Вообще, регион может подразделяться и более дробно на алмазные районы, к примеру на Северный, Центральный и Южный по бассейнам основных рек или на Западный и Восточный, как подразделяют его некоторые геологи, по геологическому принципу. Северная и восточная границы региона взяты в соответствии с границей области. Вполне допустимо и логично принять регион аллювиальной алмазности как основной географический критерий алмазности. В качестве прочих основных критериев аналитически определились следующие факторы: а) благоприятный рельеф образования россыпей – гидродинамический критерий; б) совокупности геологических подразделений областей питания россыпей – геологический критерий питания; в) пространственная связь россыпей с региональными тектоническими нарушениями – тектонический критерий.

Гидродинамический критерий. По карте рельефа Пермской обл., если нанести на нее все известные россыпи, хорошо видна закономерность, показывающая, что они тяготеют к определенному рельефу с отметками, отвечающими интервалу 350-400 м. Смысл этого явления заключается в том, что алмазы аллювия осаждаются и накапливаются при определенной скорости течения реки, которая зависит от гидравлического градиента или наклона водной поверхности. Данный показатель

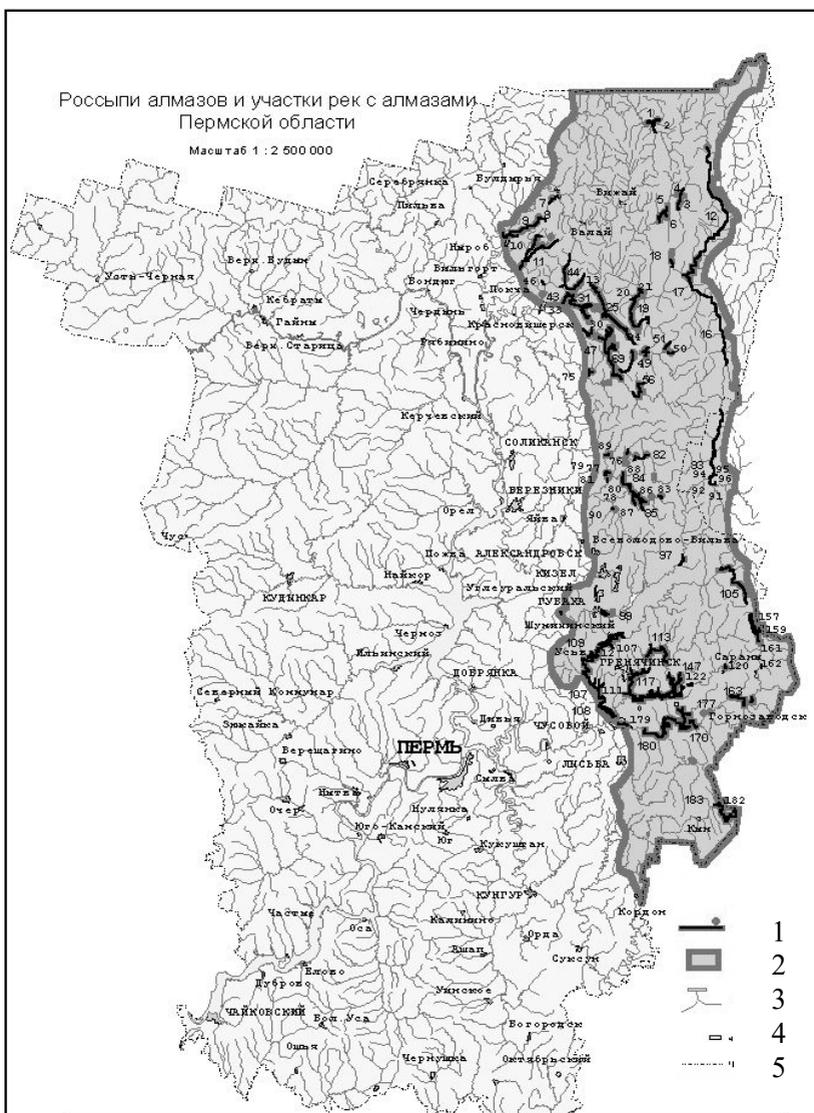


Рис. 1. Регион аллювиальной алмазоносности в пределах Пермской области: 1 – россыпы алмазов и участки рек с алмазами; 2 – речная аллювиальная алмазоносность; 3 – реки и водные объекты; 4 – населенные пункты; 5 – граница области

определяется гидрологическими методами, а на карте наклон водной поверхности реки соответствует превышению профилю реки (ДН). Строго ДН должно соответствовать разности отметок водного потока от его зеркала, а не разности отметок рельефа, однако картографически возможно определить средние значения рельефа непосредственно самих россыпей. По карте масштаба 1:500000, значение рельефа, россыпей (среднее вычисленное плюс-минус одно стандартное отклонение ($x_{cp} \pm \sigma$ и $n = 218$), распределенных по нормальному закону) составило интервал 185,6 - 340,7 м. Рельеф линейно-значимых россыпей (по коэффициенту линейной значимости $k > 5$ и при $n = 152$) составил значения 253,5-326,7 м. А среднее значение рельефа всего алмазоносного региона ($n = 81\ 992$, подчиненных логнормальному закону распределения) - 322,4 м.

Таким образом, рельеф, благоприятный для образования россыпей при масштабе 1:500000, соответствует интервалу 185,6-340,7 м, а по линейно-значимым россыпям этого же масштаба – 253,5-327,0 м.

Геологический критерий питания россыпей. Анализ областей питания россыпей (без учета четвертичных отложений) по геологической модели масштаба 1:500 000 показал основную закономерность. Причем россыпи были классифицированы по содержанию на фоновые и аномальные и отдельно проанализированы по частоте встречаемости геологических подразделений в областях их питания. Для области была отстроена карта областей питания рек, основных водотоков и отдельно россыпей. С максимальной частотой встречаемости и максимальной картографической вероятностью в областях питания россыпей выделились следующие породы: нижнего среднего девона ($D_{1,2}$ - пашийская, кыновская, чеславская, вяземская и такатинская свиты); пашийской свиты среднего девона и нижний карбон ($D_2 ps - C_1$); серебрянская серия нижнего венда (V_1 - илья-вожская, чурочная, керноская, бутонская, койвинская, гаревская, танинская, першинская, вильвенская свиты) и отложения силура (S). Эти породы, особенно их кластические, терригенные толщи сопровождают все известные россыпи области. Безусловно, по геологической модели иного масштаба, к примеру, 1:200000; 1:50000 или 1:10000, расчет более уточнится, но принципиально не изменится.

Тектонический критерий. По россыпям алмазов Урала давно была подмечена закономерность, определяющая взаимосвязь с тектоническими нарушениями и увеличение содержаний в зависимости от разломов [3]. В качестве фактора использовался параметр пространственной близости россыпи от существующих разломов (Ψ). Естественно неперемutable условие, что бы он был минимальным (Ψ_{min}). При условии $\Psi_{min} \in [0; h]$, где h – достаточно малая величина и

$h \rightarrow 0$, связь разлома с россыпью существует. При условии $\Psi_{\min} \in [h; l]$, где $l \rightarrow \infty$, связь отсутствует. По этим условиям была рассчитана пространственная связь россыпи от тектонических нарушений. В результате картографическо-статистических расчетов было выяснено, что все существующие россыпи тесно связаны с разломами, причем пространственное поле связи установлено равным 2 км (среднее – 2,2 км, $\sigma = 1,5$ км). То есть, со всеми известными россыпями области рядом присутствуют разломы в радиусе 2 – 4 км. Основные критерии аллювиальной алмазности в виде картографических объектов составили поля факторов. Пространственное совпадение полей факторов всех объектов соответствует наиболее вероятному месту аллювиальной алмазности и может выделяться в качестве площадей перспективной алмазности. Таким образом, была получена карта прогноза аллювиальной алмазности Пермской обл. (рис. 2). Для получения количественных характеристик предполагаемых площадей была использована типизация рек алмазоносных регионов по протяженности, расходам и алмазности, некогда предложенная Б.И. Прокопчуком [2] и хорошо подходящая для региона Пермской обл. Все реки области классифицировались следующим образом:

- I тип – реки длиной более 500 км и с расходами более 1000 м³/с;
- II тип – реки длиной от 150 до 500 км, с расходами от 300 до 1000 м³/с;
- III тип – длиной от 30 до 150 км, с расходами от 5 до 300 м³/с;
- IV тип – длиной менее 30 км.

Россыпи были разделены по принадлежности к следующим типам рек:

I тип – реки россыпей не образует (Чусовая в пределах области в данный тип не вошла).

II – средний объем россыпей 2 млн м³ песков, среднее содержание алмазов – 0,17 мг/м³, встречаемость 1,85 алмазов на 100 м³ песков, средний вес 38,5 ± 1,9 мг (0,19 карат).

III – средний объем россыпей 2,4 млн м³ песков, среднее содержание алмазов – 0,32 мг/м³, встречаемость 1,3 алмаза на 100 м³, средний вес – 52,3 мг (0,26 карат).

IV – средний объем 800 м³, среднее содержание – 3,2 мг/м³, встречаемость 3,6 алмазов на 100 м³, средний вес – 64 мг (0,32 карат) (рис. 3).

Итак, наибольший практический интерес представляют небольшие реки четвертого типа, длиной до 30 км перспективной алмазности. Таким образом, были подтверждены некоторые основные региональные критерии аллювиальной алмазности уральского типа с использованием математическо-картографических методов.

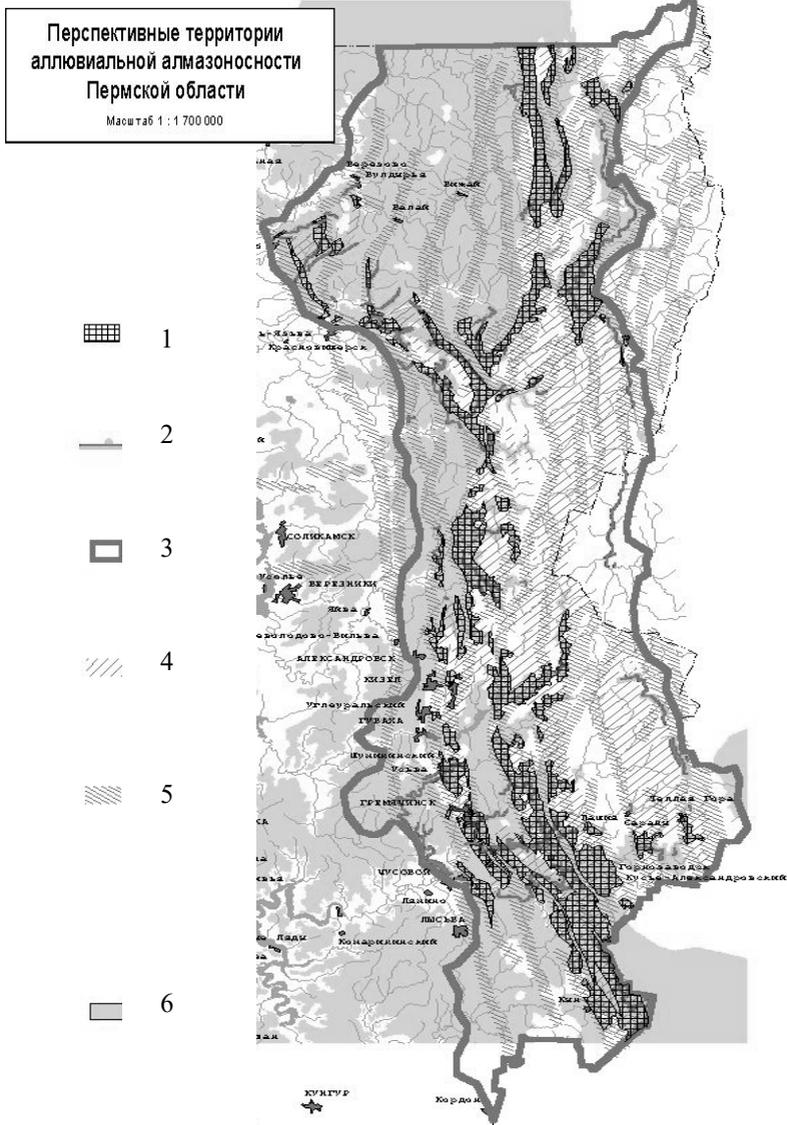


Рис. 2. Предварительный прогноз аллювиальной алмазности: 1- прогнозные территории аллювиальной алмазности; 2- россыпи алмазов и участки рек с алмазами; 3- алмазоносный регион; 4- поле геологических пород, сопутствующих россыпям; 5- зоны разломов, связанные с россыпями (2 км); 6- рельеф, благоприятный для россыпей

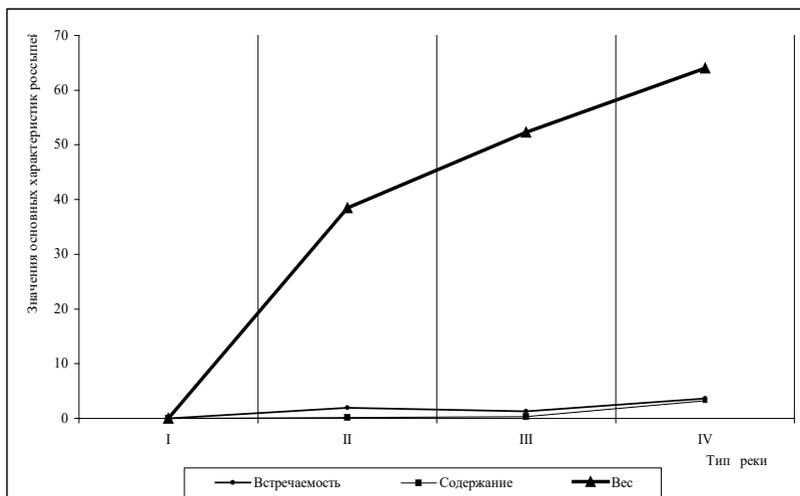


Рис.3. Основные характеристики россыпей в соответствии с типами рек

Библиографический список

1. Зильберман А.М., Качанов А.М., Харитонов Т.В. Отчет по теме: «Составление прогнозной карты масштаба 1:200000 алмазных районов Урала на поиски первоисточников алмазов за 1982-85 гг.». Пермь, 1985.
2. Прокопчук Б. И. Алмазные россыпи и методика их прогнозирования. М.: Недра, 1979.
3. Соколов Б. Н. Образование россыпей алмазов. Основные проблемы. М.: Наука, 1982.
4. Ушков Б.К. Атлас геолого-экономических карт Пермской области масштаба 1:500000. Пермь, ПГГСП «Геокарта», 2000.
5. Харитонов Т.В., Оборин В.В. База данных россыпей алмазов. Пермь, 1994.

А.Г. Попов
ФГУ «ПТФГИ», г. Пермь

ОСНОВНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ РОССЫПЕЙ АЛМАЗОВ ПЕРМСКОЙ ОБЛАСТИ

Среднестатистический алмаз россыпей, по анализу данных поисков и разведки, т.е. так называемый «поисковый статистический алмаз», имеет следующие характеристики: вес 50 мг, или, примерно, 0,3 карата – по стандартам мирового рынка камней, почти грейнер (*granier* – $\frac{1}{4}$

карата). Чрезвычайно редко встречаются алмазы с максимальным весом в пределах 10-11 карат, самый большой известный алмаз порядка 20 карат найден в ложковой россыпи бассейна р. Пашийки. Средняя встречаемость алмазов в россыпях – 2 камня на 100 м³ песков. Вариации встречаемости изменяются от 0,01 (т.е.1 камень на 10000 м³) до 30 камней на 100 м³. Содержание алмазов средней россыпи 1,6 мг/м³ изменяется от 0,003 до 33 мг/м³. Параметры среднестатистической россыпи (или участка реки с алмазами) следующие: длина 3,5 км, ширина 130 м, объем песков 1500 тыс. м³, мощность песков 4 м, мощность торфов 2 м. Параметры россыпей области варьируют следующим образом: длина минимальная 340 м, максимальная 95 км; ширина минимальная 10, максимальная 1700 м; объем песков изменяются от 5 тыс.м³ до 99000 тыс. м³; минимальная мощность песков 1 м, максимальная – 33 м в переуглубленных долинах и долинах, связанных с депрессиями; минимальная мощность торфов 0 м по руслу, максимальная 15м.

Вероятное количество алмазов, которое может быть обнаружено при стандартных поисково-разведочных работах, 20 штук (минимально 1, максимально до 3300 шт.), при условии, что они (работы) проводились действительно по россыпи и по действующим методикам.

Объем пробы для нахождения одного кристалла алмаза составляет 30 – 60 м³, по известной формуле [1]

$$P = K d/c, \quad (1)$$

где P - искомый объем пробы, м³; d – средний вес кристаллов алмазов для данного района, определенный по большому числу кристаллов, мг; c – среднее содержание алмазов в данном районе в мг/м³; K – коэффициент, зависящий от степени надежности определения среднего веса алмаза. Коэффициент K изменяется от 1 до 2 (30 м³ при $K = 1$ и 60 м³ при $K = 2$). При увеличении среднего содержания алмазов в россыпи до максимального значения по области объем пробы для нахождения одного кристалла снижается до 1,5-3,0 м³, т.е. существуют участки, на которых возможно резкое сокращение объема представительской пробы.

При математической обработке данных россыпей выявились следующие закономерности:

1. Содержание и встречаемость (как функция от содержания) не соответствуют закону нормального распределения. При исследовании распределения *содержания* (c) выяснилось, что оно всего более отвечает закону Пуассона – распределению редких событий; при принятии целочисленных значений случайной величины следующим образом, что вполне допустимо: от 0,001 до 0,99 мг/м³ $c = 0$; от 1,0 до 1,99 мг/м³ $c = 1$; от 2,0 до 2,99 мг/м³ $c = 2$ и т.д., и выражение распределения *содержания* по закону Пуассона определилось:

$$P(x) = \frac{(1,56)^c e^{-1,56}}{c!}, \quad (2)$$

где $P(x)$ – вероятность *содержания* – c , при принятых допущениях. По данной формуле можно подсчитать вероятность для любого содержания. К примеру, вероятность максимального содержания $33,4 \text{ мг/м}^3$ составляет значение, равное $5,71 \cdot 10^{-32}$. Как не парадоксально, но факт, а вероятность среднего значения содержания – $0,33$.

2. Нормальному закону распределения соответствуют только мощности песков и торфов (табл. 1 – 3), а остальные характеристики отвечают логнормальному закону. Интересной характеристикой является коэффициент линейной значимости россыпи (k), или значимость россыпи по длине. По сути дела это функция двух переменных, а именно, количества найденных алмазов (q) и длины россыпи (l)

$$k = \frac{q}{l}, \quad (3)$$

причем при условии $l < 1$ км россыпь принимается как линейно значимая. Если коэффициент линейной значимости менее 1, россыпь содержит менее 1 алмаза на 1 км длины, если коэффициент равен 2, россыпь содержит 2 алмаза на 1 км длины и т.д. По этому коэффициенту были установлены параметры значимости россыпи, или участка реки с алмазами по длине, при k равным: от 1 до 5 - минимально-значимые россыпи; от 5 до 15 - значимые; от 15 до 30 - высоко значимые; более 30 - аномально высоко значимые.

По анализу содержания, встречаемости и количеству найденных алмазов (своеобразный столетний опыт поисков и разведки) выделяются как уже установленные, так и перспективные территории для дальнейшего геологического доизучений с целью нахождения более богатых россыпей и территорий с возможными первоисточниками алмазов: р. Березовая с притоками Пож и Рассохи – перспективные объекты, но удаленные и труднодоступные, Большая Вая является как бы продолжением участка Березовой и, возможно, имеет общее питание; притоки Вишеры: Акчим, Щалюга, Писанка, Волим; междуречье Вишеры и Язьвы, традиционный район, где в настоящее время сосредоточены основные работы по доизучению и освоению; р. Чикман – в настоящее время ведутся работы по освоению; р. Усьва - перспективная россыпь, особенно террасы, притоки и временные водотоки, являющиеся притоками (ведутся работы по доизучению); междуречье Вильвы - Вижая и р. Пашийка с притоками перспективный район. Видна аналогия с Вишеро-Язьвинским районом и возможность установления богатых россыпей, однако этот "обходили" стороной.

Итак, ранее определенные и разведанные россыпи, считавшиеся в свое время нерентабельными для разработки, являются довольно перспективными на сегодняшний день, так как по экономическим расчетам, действующим в то время ГОСТам, стоимость одного карата значительно уступала себестоимости его добычи.

Таблица 1

Статистические данные логарифмических значений
характеристик россыпей

Характеристика	Параметр								
	<i>ln</i> длины	<i>ln</i> шир.	<i>ln</i> торфов	<i>ln</i> песков	<i>ln</i> кол- во	<i>ln</i> сред. вес	<i>ln</i> содер.	<i>ln</i> встреч	<i>ln</i> объема
Закон распредел.	*	*			*	*	**	**	**
Среднее	8,158	4,9	0,712	1,2	3,006	3,929	-0,569	0,3	14,264
Станд. ошибка	0,084	0,1	0,059	0,0	0,139	0,062	0,119	0,1	0,135
Медиана	8,005	5,0	0,693	1,1	2,708	3,963	-0,562	0,4	14,471
Мода	6,090	5,7	0,405	0,9	1,386	3,487	-1,609	-0,4	
Станд. откл.	1,135	1,2	0,731	0,6	1,886	0,834	1,604	1,1	1,816
Дисперсия	1,289	1,5	0,534	0,4	3,557	0,696	2,573	1,3	3,297
Экссесс	-0,012	-0,3	-0,235	0,4	-0,54	1,309	0,656	1,5	-0,244
Асимметрия	0,477	-0,2	0,044	0,7	0,419	-0,745	-0,198	-0,4	-0,317
Интервал	5,637	5,1	3,912	3,5	8,124	5,000	9,318	7,8	8,658
Минимум	5,833	2,3	-1,204	0,0	0,001	0,718	-5,809	-4,3	9,749
Максимум	11,469	7,4	2,708	3,5	8,124	5,717	3,509	3,5	18,406
Счет	183	182	154	181	183	183	183	181	181

Примечание:

*	- соответствуют логнормальному закону;
**	- закону Пуассона;
	- нормальному

Таблица 2

Статистические значения (экспоненты логарифмов) характеристик
россыпей, подчиненные логнормальному закону

<i>Статистические характеристики</i>	<i>Длина, м</i>	<i>Ширина, м</i>	<i>Кол-во алмазов</i>	<i>Сред. вес, мг</i>	<i>Объем м³</i>
Среднее	3491,5	134,9	20,2	50,9	1 565 701,1
Станд. ошибка	1,1	1,1	1,1	1,1	1,1
Медиана	2996,5	144,9	15,0	52,6	1 926 202,0
Мода	441,5	300,0	4,0	32,7	1,0
Станд. откл.	3,1	3,4	6,6	2,3	6,1
Дисперсия	3,6	4,4	35,1	2,0	27,0
Экссесс	1,0	0,7	0,6	3,7	0,8
Асимметрия	1,6	0,8	1,5	0,5	0,7
Интервал	280,6	170,0	3374,0	148,3	5 753,7
Минимум	341,2	10,0	1,0	2,1	17 135,3
Максимум	95743,7	1700,0	3374,0	304,1	98 591 680,7

Таблица 3

Статистические характеристики россыпей, подчиненные нормальному закону и закону распределения редких событий – закону Пуассона

<i>Статистические характеристики</i>	<i>Торфа, м³</i>	<i>Пески, м³</i>	<i>Содержание, мг/м³</i>	<i>Встречаемость крист./ 100 м³ песков</i>
Среднее	2,3	4,2	1,56	2,0
Станд.ошибка	0,2	0,3	-	-
Медиана	1,8	3,0	0,57	1,4
Мода	0,0	2,5	0,20	0,7
Станд.откл.	2,2	3,6	1,25	1,5
Дисперсия	5,0	13,3	1,56	2,0
Экцесс	8,5	23,7	-	-
Асимметрия	2,3	3,8	-	-
Интервал	15,0	32,6	-	-
Минимум	0,0	1,0	0,003	0,01
Максимум	15,0	33,6	33,40	31,7
Сумма	409	761	-	-
Счет	181	181	183	183

Примечание: жирный шрифт - значения по закону Пуассона

Библиографический список

1. Геология россыпей. М.: Наука, 1965.
2. Аверин А.А., Агжигитов Г.А., Акиньишина А.Т., Балашова Т.Г., Башева М.И., Бергер И.И., Брюханов Б.М., Васильев А.В., Ващенко Е.Н., Варламов В.А., Введенская Н.В., Ведерников Н.Н., Ветчанинов В.А., Виллер Г.А., Зайцев В.А., Закатова Н.С., Зильберман А.М., Иванов А.С., Кель Г.Н., Кириллов В.Г., Кириллов В.А., Кичигин Ю.М., Кленовицкий Н.П., Коренов А.А., Латииков А.Ф., Лезин И.Н., Лучников Г.Н., Максвеева Г.В., Марусин В.М., Матвеев П.М., Мусихин Г.Д., Мухин Ю.М., Николаев В.В., Пакулин Г.М., Пупорев Ю.Б., Ружижский В.О., Ситдииков И.С., Серебряков Ю.П., Соколов Б.Н., Срывов А.П., Ширко С.П., Шимановский В.А., Шорин Н.Г., Якимов Е.Г. Отчеты по поискам и разведке алмазов на территории Пермской области, 1940 – 1990 гг.

Г.Н. Сычкин
ВИКС, г. Пермь

БАССЕЙН РЕКИ ЯЙВЫ – НОВАЯ МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВАЯ БАЗА УРАЛЬСКОЙ АЛМАЗОДОБЫВАЮЩЕЙ ПРОМЫШЛЕННОСТИ

История уральской алмазодобывающей провинции начинается в позапрошлом веке в связи с находкой в 1829 г. первого российского (европейского) алмаза в долине р.Койвы. С 1941 г. промышленная добыча алмазов на Урале ведется одним из подразделений «Уралзолота», в

настоящее время – НП «Прииск «Уралалмаз», базирующимся в Красновишерском р-не Пермской обл. Крайне незначительная доля уральских алмазов в общероссийской (десятые доли %) и истощение минерально-сырьевой базы (МСБ) остро ставят вопрос о необходимости поддержания ее на нынешнем уровне за счет вовлечения в эксплуатацию новых россыпей, разработка которых является выгодной в условиях рыночных отношений. В 1953-57 гг. прошлого века были проведены поиски россыпей алмазов в бассейне р.Яйвы с притоками Кадь, Чикман, Ульвич, в результате которых бассейн был признан бесперспективным на обнаружение промышленных россыпей алмазов.

Однако появление новой гипотезы о происхождении, закономерностях размещения россыпей алмазов Урала [1] позволило пересмотреть эту оценку и провести ревизионно-поисковые работы, начатые под руководством А.М. Евдокимова и автора и продолжающиеся по настоящее время [2]. В результате работ были выявлены россыпи алмазов в среднем и нижнем течении р.Чикман в пределах Чикман-Нярской эрозионно-карстовой депрессии и р.Чаньвы в среднем течении (в пределах Кизеловско-Чаньвинской эрозионно-карстовой депрессии), при этом алмазоносность р.Чаньвы (левый приток р.Яйвы длиной 70 км, площадь бассейна 733 км²) была установлена впервые (в 1974 г.) Промышленная отработка россыпи р.Чикман на месте пос.Чикман фирмой «Фимекс» позволит сопоставить данные разведки и эксплуатации и дать более объективную оценку запасов остальной части россыпи. Промышленная отработка россыпи р.Чаньвы, предполагаемая с помощью 250-литровой драги НП «Прииск «Уралалмаз», требует наличия ширококолейной железной дороги с Горнозаводской линии до известнякового карьера на р.Чанье в устье р.Костанок.

Решение проблемы коренных месторождений алмазов Пермской области, которое обеспечит надежную минерально-сырьевую базу (МСБ), ее состояние [3, 4], заслуживает специального рассмотрения в дальнейшем.

Библиографический список

1. Степанов И.С. Новый тип месторождений алмазов на Урале // Докл. АН СССР. 1967. №5. С.1166-1969.
2. Сычкин Г.Н. Некоторые данные о рыхлых отложениях и алмазоносности Чикман-Нярской депрессии (бассейн р.Яйвы на Среднем Урале) // Вишерские алмазы: Тез. докл. научно-методич.конф. Пермь, 1973. С. 23-24.
3. Sychkin G.N. Perspectives of kimberlite magmatism during Permian-Triassic age of Perm Pre-Urals. XXX International Geological Congress / Beijing, China, 4-14 August, 1996. Abstracts. V. 2 of 3. P. 388.
4. Sychkin G.N. Problem of radical diamonds of the Ural is the problem of the 3rd millenium // XXXI International Geological Congress.Abstract. Rio de Janeiro, 2000. Electronic optical disks (CD-ROM).

ХРОНИКА



г. МОСКВА

ВИМС

Выписка

из протокола заседания Ученого совета Минералогического общества
от 30 мая 2002 года

6. СЛУШАЛИ Д.В. Рундквиста о создании Пермского отделения Минералогического общества.

Поступило заявление от председателя Пермского филиала Уральского отделения Минералогического общества Ильи Ивановича Чайковского о создании Пермского отделения МО. Протокол заседания актива Пермского филиала Уральского отделения прилагается.

Д.В. Рундквист отметил, что в последнее время Пермские минералоги проявляют большую творческую активность.

ПОСТАНОВИЛИ: - Утвердить создание Пермское отделение Минералогического общества,

- Председателем Пермского отделения утвердить И.И. Чайковского.

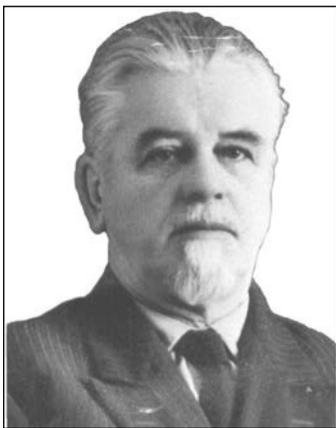
- Просить руководство Пермского отделения предоставить в Президиум ВМО, сведения о членах Отделения, необходимые для включения в базу данных на английском и русском языках

7. СЛУШАЛИ Т.А. Карякину о переиздании Справочника "Действительные члены Минералогического общества".

В 2004 году должен состояться X съезд Минералогического Общества, к которому желательно переиздать справочник "Действительные члены Минералогического общества".. Для этого в течение 2003 года надо провести тщательную перерегистрацию действительных членов ВМО, с обязательным внесением в базу данных необходимых сведений на английском языке.

ПОСТАНОВИЛИ: до конца 2003 года провести перерегистрацию членов Минералогического общества, с представлением необходимых данных на русском и английском языках.

Председатель, академик Д.В. Рундквист
Секретарь, к.г.-м.н. Т.А. Карякина



К 100-ЛЕТИЮ СО ДНЯ РОЖДЕНИЯ Н.А. ИГНАТЬЕВА

Николай Александрович Игнатъев проработал в Пермском университете около 40 лет. Он был одним из организаторов геологического факультета и его первым деканом, активно создавал кафедру геохимии и петрографии и заведовал ею до 1941 г. С 1951 г. (в течение 12 лет) был проректором университета по учебной работе. Николай Александрович был любимым лектором студентов-геологов, воспитал множество высоко-

коквалифицированных специалистов, работающих во всех уголках страны. Он награжден орденами Красной Звезды, «Знак Почета», медалями, грамотами министерства. Избирался депутатом горсовета на три срока. Научные работы, посвященные интереснейшей теме «Волконскоит», привлекли внимание геологов на родине и за рубежом.

Николай Александрович Игнатъев родился 18 марта 1903 г. в селе Усть-Боровое Соликамского уезда Пермской губернии. В 1920 г. после окончания Соликамской гимназии поступил на химическое отделение физико-математического факультета Пермского университета. После закрытия факультета в 1923 г. он перевелся в Ленинградский политехнический институт на геохимическое отделение химического факультета, который закончил по специальности «геохимик-петрограф». Еще в годы учебы в Политехническом институте начал работать геологом. С 1926 по 1928г. принимал участие в работе Карадагской и Гокчинской (озеро Севан) экспедиции Петрографического института Академии наук СССР. Научными руководителями этих экспедиций были академик Ф.Ю. Левинсон-Лессинг и Д.С. Белянкин, поэтому работа под их «опекой» стала незабываемой школой.

С 1928 г. Н.А. Игнатъев был сотрудником в музее геологического комитета, начальником геологической Южно-Подмосковной партии. С 1930 г. он переходит в геологоразведочный институт цветных металлов, где руководит Южно-Забайкальской поисково-разведочной партии по изучению свинцово-цинково-мышьяковых месторождений Чупинского района. Работа прервалась на год - был призван в армию, где получил звание командира запаса.

После демобилизации Н.А. Игнатъев работает петрографом в Ленинградском отделении Института прикладной минералогии, где получает звание научного сотрудника первого разряда. В 1932 г. назначается

начальником поисково-разведочной партии по изучению гранат-дистеновых месторождений Шуерецкого района Карелии. Летом 1933 г. в качестве начальника отряда Северо-Кавказской экспедиции АН СССР Н.А. Игнатъев ведет изучение «змеевикового» пояса в районе р. Малой Лабь, затем возглавляет Пулонгскую геологическую партию Ленинградского геолого-разведочного треста с целью изучения слюдоносных пегматитовых глин. За годы работы в экспедициях Н.А. Игнатъев исследовал минералы и горные породы Крыма, Кавказа, Донбасса, Забайкалья, Карелии, Урала. Уже в те годы Николай Александрович начал заниматься педагогической работой, которая его увлекала. В 1935 г. он перешел на работу в Пермский университет, где занял должность исполняющего заведующего кафедрой геохимии геологического факультета. Николай Александрович в течение 1936-1937 гг. создавал ее заново: открылись музей, термическая лаборатория, кафедральная библиотека, кабинет для дипломников. В 1937 г. Н.А. Игнатъев активно участвовал в подготовке к приезду в Пермь экскурсии 17-го Международного геологического конгресса. В 1938 г. он был утвержден в ученой степени кандидата геолого-минералогических наук и в звании доцента. В 1938-1941 гг. заведовал кафедрой петрографии. В 1938 г. исследовал медные месторождения Нязепетровского района Челябинской обл. Перед войной Николай Александрович сосредоточился на изучении уникального уральского минерала - волконскоита, в 1941 вышла в свет посвященная ему монография (написанная в соавторстве). Эта работа, а так же 4 более поздние публикации вызвали большой интерес у специалистов как в нашей стране, так и за рубежом (в то время это было редкостью).

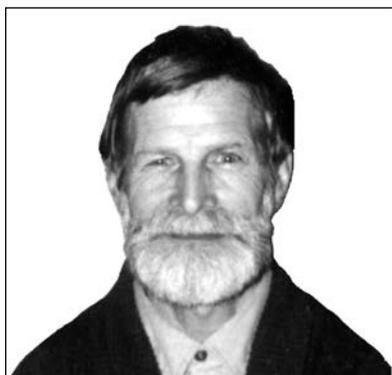
Активную и разностороннюю деятельность Н.А. Игнатъева прервала война – на целых 5 лет, с августа 1941 до февраля 1946 г. он служил в артиллерийском подразделении 15-й армии второго дальневосточного фронта. Он награжден орденом Красной Звезды, медалями «За победу над Японией» и «За победу над Германией». Вернувшись в университет в 1946 г. Н.А. Игнатъев вновь стал деканом геологического факультета, а в 1951 г. был назначен проректором по учебной работе, эту должность он занимал до 1962 г., оставив ее по состоянию здоровья. Немалую долю труда внес в формирование факультетских организаций проректор Н.А. Игнатъев: появились в университете такие замечательные ученые, как И.Г. Шапошников, О.Н. Бадер, Л.Е. Кертман.

Доцент Н.А. Игнатъев читал глубокие по содержанию и блестящие по форме лекции по петрографии, литологии федоровскому методу, которые пользовались большой и заслуженной популярностью у студентов. Многочисленные кадры геологов были подготовлены им в большой и трудной работе. Его советы, методы работы помогали стать настоящими специалистами. Есть и примеры приемственности - защи-

тившая под его руководством кандидатскую диссертацию Ф.А. Курбацкая становится позже доктором, профессором и заведующей той самой кафедрой, на которой в 1936 г. Николай Александрович начинал свою работу в университете. Студенты и выпускники глубоко уважали своего учителя, и не случайно в день юбилея (35 лет преподавательской деятельности и 60 лет со дня рождения) актовый зал университета не мог вместить всех пришедших его поздравить. Кто не смог прийти, приехать – прислали письма, телеграммы со всех концов СССР.

В своих воспоминаниях профессор Живописцев писал: «Коллектив любил и уважал этого скромного, интеллигентного человека. Конечно, огромная работа в ректорате отнимала время то его научных исследований, но он понимал, что делает все ради университета... в том, что университет вскоре вошел в число ведущих вузов страны, есть немалая доля его труда». Н.А. Игнатьевым опубликовано 44 работы. В истории Пермского университета имя Н.А. Игнатьева занимает достойное место, а в памяти своих учеников он навсегда останется светлой, благородной личностью и Учителем.

Ф.А. Курбацкая



НЕ ГЕОЛОГИИ СЛУЖИТЬ –
ТОГДА ЧЕМУ ЖЕ
ПОКЛОНЯТЬСЯ?

Памяти
Виктора Яковлевича
Алексеева
(1941 – 2001)

Виктор Яковлевич Алексеев был высококвалифицированным геологом – съемщиком, настоящим полевиком, учеником и последователем основателей Пермской съемочной школы геологов Западного Урала: Б.Д. Аблизина, А.М. Курбацкого, Б.К. Ушкова, С.В. Младших, Л.В. Григорьева, В.В. Попова.

В.Я. Алексеев посвятил изучению геологии Северного Урала более 30 лет своей трудовой деятельности. Он занимался геологосъемочными и поисковыми работами на западном и восточном склонах Север-

ного Урала на Верхне-Вишерской, Мойвинской, Велсовской, Ниолсовской, Тулымской и последней – Кваркушской площадях.

В.Я. Алексеев участвовал в написании большого количества геологических отчетов и многочисленных докладов прозвучавших на конференциях в Екатеринбурге, Уфе, Перми, Миассе, Сыктывкаре, Москве.

Богатейшая информация, которую геологи собирают в поле и которая выявляется в процессе обработки полевых материалов редко доступна широкой геологической общественности. В.Я. Алексеев прилагал немало усилий, чтобы интереснейшие результаты, получаемые каждый полевой сезон, «не оседали» в геологических отчетах. Благодаря В.Я. Алексееву многие геологи «Геокарты» стали более активно подавать результаты полевых исследований на различных геологических конференциях, которые позволяли широкой геологической общественности своевременно быть в курсе новаций пермских геологов – съемщиков.

Поражает широта геологических интересов В.Я. Алексеева: серьезные тематические проработки по стратиграфии, тектонике, магматизму, геохимии, металлогении, минералогии, палеонтологии, геокинологии, карсту и т.д. Он первым начал интереснейшую работу по составлению минеральных кадастров различных комплексов Вишерского Урала, которая, к сожалению, осталась незавершенной, планировал создать кадастр фауны палеозоя. Кроме того, геологи «Геокарты» стали внимательнее изучать «немые» отложения и нашли «живность» – фауну, которая перечеркивала предыдущие возрастные датировки толщ. Благодаря скрупулезности и одержимости В.Я. Алексеева в образованиях рифея (хр. Лиственничный, г. Граничная, правобережье р. Ниолс) были найдены и определены ордовикские криноидеи, цистоидеи, мшанки, трилобиты, брахиоподы. В знак признания его заслуг В.П. Шуйский увековечил имя В.Я. Алексеева в названии новой формы водорослей из нижнедевонских известняков р. Лопья: *Lopijella alekseevii* sp. nov. Краткий обзор его работ приводится ниже.

Стратиграфия

При картировании и изучении разрезов рифея и палеозоя на Северном Урале уточнены данные о возрасте, взаимоотношениях, мощностях отложений; собраны новые комплексы органических остатков. Из состава мойвинской свиты R_2mv вычленена верхняя часть (карбонатно – сланцевая), содержащая ордовикскую фауну (новые находки) и переведена в состав чувальской свиты, стратифицированной на уровне O_{2-3} . Из состава ишермской свиты $R_3i\delta$ нижняя фукситоносная часть (грубозернистая) с остатками брахиопод переведена в уровень хапхарской свиты $O_{1-2}hp$. Средняя часть (черносланцевая) со строматолитами включена в состав самостоятельной муравьинской свиты R_2mr . Чернослан-

цевые образования велсовской свиты R₃vl со строматолитами и онколитами в полном объеме также вошли в состав муравьиной свиты. Вулканогенно – сланцевый разрез чувальской свиты R₃čv в стратотипе и в других пунктах охарактеризованный разнообразной ордовикской фауной (мшанки, криноидеи, цистоидеи), переведен в уровень O₂₋₃. Все вышеперечисленное привело к значительному уменьшению мощности рифея в целом от 7,6-10,4 км до 3,4-4,2 км.

Магматизм

Установленный на основании фаунистических находок возраст эффузивов чувальской свиты как O₂₋₃ позволил датировать ордовиком чувальско-ишеримскую магматическую серию, в которую объединены эффузивы чувальской свиты, ультрамафиты мойвинского дифференцированного комплекса (O₂₋₃) и тела диабазов ишеримского комплекса (O₂₋₃), что позволило исключить их из уровня рифея и перевести на уровень, связанный с раннепалеозойским рифтогенезом (Є-O₁).

Тектоника

Установлена важная роль разломов различного направления в размещении магматических комплексов и локализации рудопроявлений. Все основные, наиболее значимые, интрузивные массивы региона (Мойвинские – гранитоиды и ультрамафиты, Юбрышкинские габбродиабазы и амфиболиты, Велсовские и Шудьинские гранитоиды, рои даек пикритовых порфиринов) тяготеют к самой крупной разрывной структуре региона – субмеридиональному (уральский тип) Мойвинско – Кутимскому рифтогену. Выявлена серия субпараллельных разломов северо-западного (тиманского) направления, которые вкупе с уральскими образуют серии «клавиш» – опущенные и приподнятые блоки. В приподнятых - на поверхность выведены самые крупные интрузии (Мойвинская и Велсовская), прочие, более мелкие тела и все известные рудопроявления.

Геохимия

На основе результатов спектральных анализов выявлены закономерности в распределении малых элементов в пределах трех общепалеозойских структур ЗУС, ЦУП, ТП и конкретно – в литологических разностях свит рифея (расьинской, мойвинской, ишеримской, чувальской), тельпосской свиты O₁, саранхапнерской O₁, хомасьинской O₁₋₂, польинской O₂₋₃, щугорской O₂₋₃ и в разновидностях ультрамафитов Мойвинского дифференцированного массива.

Металлогения

При геологосъемочных и поисковых работах на Вишерском Урале выявлены золоторудные проявления (Поповская Сопка, Чувальское, Северо- и Южночарымпумпское, Золотая Горка) и целый ряд рудопроя-

явлений ранее неизвестных формаций и генетических групп: *Вейнбергское* - золото-вольфрам-серебряное кварцево-жильное в отложениях чувальской свиты; *Аблизинское* – шеелит-скарновое в экзоконтакте Мойвинской гранитовой; *Верхнемойвинское* - галенитовое в кварцевых жилах и метасоматически измененных кварцитах муравьиной свиты; *Ольховское* – цитрин– хрусталеносное в отложениях ишеримской свиты; *Мойвинское* - цветных поделочных мраморов мойвинской свиты; *Ниолсовское* - офиокальцитовое на контакте карбонатов муравьиной свиты с диабазами.

Основной рудоконтролирующей структурой является Мойвино-Кутимский рифтогенный шов. Находки последних лет дополняют представления о металлогеническом облике Вишерского Урала и открывают перспективы для обнаружения проявлений W, Mo, Be, Ta, Nb, TR в пределах золото-редкометальной Северо-Уральской провинции, связанных с позднепалеозойской тектоно-магматической активизацией.

Минералогия

По результатам геологосъемочных работ за последние 30 лет на площадях Вишерского Урала с использованием результатов петрографических, минералогических, микрозондовых, рентгено-структурных и термических исследований составлены минеральные кадастры: аллювиальных и стратифицированных отложений; магматических комплексов; кор выветривания и ряда рудопоявлений. Выявлен набор общих минералов, отражающих региональные особенности металлогении региона и сходные условия образования рудопоявлений. Введенная В.Я. Алексеевым практика минералогических (шлихтоделювиальных) поисков при съемочных работах привела к открытию рудопоявлений «Вейнберг» и «Аблизинское».

Список публикаций В.Я. Алексеева насчитывает 64 работы, кроме того, в черновиках, подготовленных к изданию, остались еще 19. Основные работы по разделам приведены ниже.

Библиографический список

Минералогия

Алексеев В.Я., Попова Л.Д. Кобальтин и кубанит из метасоматитов Поповского разлома на Северном Урале // Новые и малоизученные минералы и минеральные ассоциации Урала: Информ. мт-лы. Свердловск, 1986. С.150-151.

Алексеев В.Я. Минералы аллювия – индикаторы региональной металлогении // Аллювий Западного Урала – источник многих полезных ископаемых. Тез. докл. науч.-техн. семинара. Пермь, 1988. С.3-4.

Алексеев В.Я. К минералогической характеристике проявления «Вейнберг» // Минералогия Месторождений Урала: Тез. докл. II регионал. совещ. «Минералогия Урала». Т.2. Свердловск, 1990. С. 45-47.

Алексеев В.Я. Минеральные кадастры стратифицируемых подразделений – основа сопоставления осадочных толщ // Седиментогенез и литогенез осадочных образований: Тез. докл. Урал. литол. совещ. Екатеринбург, 1996. С. 24-26.

Алексеев В.Я. Первый вариант минерального кадастра Вишерского Урала // Минералогия Урала: Мат-лы III-го регион. совещ. Т. 1. Миасс, 1998. С 5-7.

Алексеев В.Я. Минералы аллювия Кваркушской площади // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении: Чтения памяти П.Н. Чирвинского. Пермь, 2000. С.32-36.

Металлогения

Алексеев В.Я. Новые данные о рудоносности Северного Урала // Геодинамика и металлогения Урала: Мат-лы II-го Урал. метал. совещ. Свердловск, 1991. С. 180.

Алексеев В.Я. История изучения редкометальной минерализации Северного Урала // Геология и металлогения Приполярного Урала: Информ. мат-лы совещ. Сыктывкар, 1993. С.54.

Алексеев В.Я. «Клавишно-блоковая» металлогения Вишерского Урала // Геология и минеральные ресурсы южных районов Республики Коми: Информ. мат-лы 2-й науч. конф. Сыктывкар: Геопринт, 1996. С.4-6.

Алексеев В.Я. Закономерности размещения золоторудных проявлений Вишерского Урала // Золото, платина и алмазы республики Коми и сопредельных регионов. Сыктывкар: Геопринт, 1998. С.55.

Алексеев В.Я. Проявление «Вейнберг» - новый тип золотого оруденения Вишерского Урала // Проблемы геологии и разведки месторождений золота, извлечения благородных металлов из руд и отходов производства: Мат-лы Межд. научно-техн. конф. Екатеринбург, 1999. С. 62-64.

Алексеев В.Я. Свинцовые рудопроявления Северного Урала // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Мат-лы науч. конф. «Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского». Пермь, 1999. С.102-104.

Алексеев В.Я., Морозов Г.Г. Новые данные по геологии и металлогении Вишерского Урала // Металлогения и геодинамика Урала: Тез. докл. III Всеуральского метал. совещ. Екатеринбург, 2000. С.29-33.

Стратиграфия

Алексеев В.Я. Проблемы изучения рифея Северного Урала // Общие проблемы стратиграфии и геологической истории рифея северной Евразии. Екатеринбург, 1995. С.6.

Алексеев В.Я. Органогенные отложения ордовика-девона верховьев Вишеры // Геология и полезные ископаемые Урала: Мат-лы регион. научно-практич. конф. Пермь, 2000. С.132-135.

Алексеев В.Я., Морозов Г.Г. Новые данные по стратиграфии докембрия Северного Урала // Стратиграфия верхнего протерозоя СССР (рифей и венд): Тез. докл. II Всес. совещ. «Общие вопросы расчленения докембрия СССР». Уфа, 1990. С. 31-32.

Алексеев В.Я., Морозов Г.Г. Чувальская свита Северного Урала // Геология и металлогения Приполярного Урала: Информ. мат-лы к совещ. Сыктывкар, 1993. С.17-18.

Алексеев В.Я., Морозов Г.Г. Новое в стратиграфии рифейских толщ Вишерского Урала // Общие проблемы стратиграфии и геологической истории рифея северной Евразии. Екатеринбург, 1995. С.7-8.

Алексеев В.Я., Морозов Г.Г. Новые представления о стратиграфии нижнего палеозоя Северного Урала // Геология и минеральные ресурсы южных районов Республики Коми: Информ. мат-лы 2-й науч. конф. Сыктывкар: Геопринт, 1996. С.6-8.

Алексеев В.Я., Морозов Г.Г. Дополнение к схеме стратиграфии рифея Северного Урала // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России. Новые результаты и новые перспективы: Мат-лы XIII Геол. съезда Республики Коми. Т.II. Сыктывкар, 1999. С.181-183.

Морозов Г.Г., Алексеев В.Я. Новые представления о стратиграфии нижнего палеозоя Северного Урала // Прогнозирование и методика геолого-геофизических исследований месторождений полезных ископаемых на Западном Урале: Тез. докл. науч. конф. Пермь, 1994. С.7-8.

Морозов Г.Г., Алексеев В.Я. Докембрий Вишерского Урала: факты и проблемы // Геология и минерагения докембрия северо-востока европейской платформы и севера Урала: Информ. мат-лы Всерос. совещ. Сыктывкар, 1996. С.26-27.

Морозов Г.Г., Алексеев В.Я. Проблемы стратиграфии рифея Северного Урала // Геология и полезные ископаемые Западного Урала: Мат-лы регион. конф. Пермь, 1997. С.20-24.

Шуйский В.П., Алексеев В.Я. Новые сифоновые водоросли нижнего девона Северного Урала // Палеонтологический журнал. 1997. №2. С.29-32.

Тектоника

Алексеев В.Я., Морозов Г.Г. О надвигах северной части Вишерского Урала // Современные проблемы шарьяжно-надвиговой тектоники: Тез. докл. Уфа, 1997. С. 3-5.

Морозов Г.Г., Алексеев В.Я. К тектонике и палеогеографии Северного Урала // Металлогения складчатых систем с позиции тектоники плит: Тез. докл. I Всерос. метал. совещ. Екатеринбург, 1994. С.114-116.

Морозов Г.Г., Алексеев В.Я. Палеогеография раннего палеозоя Северного Урала // Геология Западного Урала на пороге XXI века: Мат-лы регион. конф. Пермь, 1999. С.164-166.

Степанов И.С., Алексеев В.Я., Сабиров Т.К., Сычкин Г.Н. Новые данные о распространении эоценовых морских отложений на Урале // Докл. АН СССР. 1991. Т. 321. №1. М.: Наука, 1991. С.176-179.

Магматизм

Алексеев В.Я. Магматизм и клавишно-блоковая металлогения Вишерского Урала // Магматизм и геодинамика: Мат-лы 1-го Всерос. петрограф. совещ. Кн.4. Уфа, 1995. С.10-11.

Алексеев В.Я. Минеральный кадастр магматических комплексов северо-востока Вишерского Урала // Магматизм, метаморфизм и глубинное строение Урала: Тез. докл. VI Урал. петрограф. совещ. Екатеринбург, 1997. С.131-133.

Алексеев В.Я. Минералы Велсовского гранитового комплекса на Вишерском Урале // Гранитоидные вулканоплутонические ассоциации: Тез. докл. Всерос. совещ. Сыктывкар: Геопринт, 1997. С.85-86.

Алексеев В.Я., Морозов Г.Г. К возрасту магматических образований Центрально-Уральского поднятия // Магматизм и геодинамика: Мат-лы 1-го Всерос. петрограф. совещ. Кн. 2. Уфа, 1995. С. 6-8.

Алексеев В.Я., Морозов Г.Г. Геолого-структурная позиция магматических комплексов Вишерского Урала // Магматизм, метаморфизм и глубинное строение Урала: Тез. докл. VI Урал. петрограф. совещ. Ч.1. Екатеринбург, 1997. С.133-135.

Д.В. Черепанова

О ПОДГОТОВКЕ АТЛАСА МИКРОФОТОГРАФИЙ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД ЗАПАДНОГО СКЛОНА СРЕДНЕГО И СЕВЕРНОГО УРАЛА

За многие десятилетия геологами предприятия «Геокарта» и научными сотрудниками кафедры минералогии и петрографии Пермского государственного университета собран огромный фактический материал по магматическим породам Западного Урала, позволяющий подготовить к изданию и опубликовать «Атлас микрофотографий магматических пород западного склона Среднего и Северного Урала».

Отсутствие подобной литературы является серьезным пробелом в изучении геологии Западного Урала, замедляя и затрудняя освоение природных ресурсов Пермского края.

Атлас представит теоретический и практический интерес, так как в нем магматические породы будут рассмотрены как в качестве парагенезов (сообществ), отражающих геолого-историческое развитие Уральской структуры, так и формаций, ассоциирующих с определенными полезными ископаемыми, что, очевидно, найдет применение не только у специалистов Пермского региона, но и у широкого круга магматистов в России и за рубежом. Атлас позволит специалистам быстрее ориентироваться в геологии Урала и явится ценным учебным руководством при подготовке геологических кадров в вузах. Изданием данного атласа на кафедре минералогии и петрографии Пермского госуниверситета и в предприятии «Геокарта» будет заниматься квалифицированный состав сотрудников, используя фактический материал и необходимое оборудование. Подобное издание подготовлено в 2001 г. в виде «Атласа микрофотографий терригенных и эксплозивно-инъекционных пород западного склона Северного и Среднего Урала» при поддержке Главного управления природопользования Пермской области, Комитета природных ресурсов по Пермской области и ОАО «Сильвинит» и нашел широкий спрос среди специалистов Урала, Сибири и Центральной России и во многих других регионах.

Подготовка и издание «Атласа микрофотографий магматических пород западного склона Среднего и Северного Урала» планируются в

течение 2003-2005 гг. Теоретическим основанием для составления Атласа послужит работа Р.Г. Ибламина и Г.В. Лебедева (2001), в которой обобщены сведения о магматических ассоциациях и формациях западного склона Среднего и Северного Урала и рассмотрены их эволюция в историко-геологическом аспекте с позиций геолого-формационного анализа, выполненного Ф.А. Курбацкой (1985); А.М. Зильбермана и др. (2002), с описанием паспортов магматических комплексов для Пермской серии листов Госгеолкарты-2000, утвержденных научно-редакционным советом Министерства природных ресурсов России.

Ф.А. Курбацкая

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

Акдасов Э.И.	71	Морозов В.П.	71
Басина А.Н.	145	Мурзин В.В.	29, 37
Баталина А.А.	37	Назарова У.В.	77
Беляева Г.Л.	136	Нельзин Л.П.	230
Блинов С.М.	54	Никитин А.В.	99
Болотов А.А.	186	Осовецкий Б.М.	95
Введенская Н.В.	265	Остроумов В.Р.	249
Войтеховский Ю.Л.	91	Парфенова Ю.В.	139
Волчек Е.Н.	255	Пахомов В.И.	128
Гаев А.Я.	14	Перевозчиков Б.В.	170
Гацков В.Г.	14	Петров Г.А.	84
Голубева И.И.	265	Попов А.Г.	280,286
Гоннов В.В.	166	Попов С.Г.	136
Дублянский В.Н.	4, 77	Потапов С.С.	54
Дублянский Ю.В.	4	Рябинин В.Ф.	110
Ибламинов Р.Г.	154	Савченко С.В.	230
Кадебская О.В.	77	Самбук Е.С.	123
Казымов К.П.	141	Силаев В.И.	22
Кисин А.Ю.	37	Ситчихин О.В.	170
Королев Э.А.	71	Сорока Е.И.	110
Кропачев А.М.	150	Сташкова Э.К.	128
Крупенин М.Т.	84	Стукова Т.В.	128
Курбацкая Ф.А.	228,293,301	Сунцев А.С.	154
Лаврова Н.В.	119	Сычкин Г.Н.	290
Лебедев Г.В.	154	Тупицын И.С.	12
Леонова Л.В.	110	Удоратина О.В.	104
Логутов Б.Б.	194	Хазов А.Ф.	180
Мальцева М.В.	45	Харитонов Т.В.	258
Манакова Н.Н.	50	Чайковский И.И.	194,230
Маркина Н.А.	99	Черепанова Д.В.	114,295
Маслов А.В.	84	Чувашин А.А.	99
Минькевич И.И.	14	Шурубор Ю.В.	201
Молоштанова Н.Е.	123		



СОДЕРЖАНИЕ

Раздел I	Общие проблемы геологии	3
Раздел II	Проблемы минералогии	21
Раздел III	Проблемы литологии и петрологии	83
Раздел IV	Проблемы металлогении	153
Раздел V	Проблемы минералогии, петрографии и геологии алмазных месторождений	193
	Хроника	292
	Авторский указатель	303

ПРОБЛЕМЫ МИНЕРАЛОГИИ, ПЕТРОГРАФИИ И МЕТАЛЛОГЕНИИ

Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского

Выпуск 5

Сборник научных статей

Ответственный редактор Чайковский Илья Иванович

Редактор *Н.И. Стрекаловская*

Технический редактор *Н.В. Петрова*

Корректор *Г.А. Гусман*

Компьютерная верстка *Е.В. Чайковская*

ИБ № 401

Лицензия № 020409 от 12.02.97

Подписано в печать 13.01.2003. Формат 60x84¹/₁₆

Бум.офсетная. Печать офсетная. Усл.печ.л. 19.

Уч.-изд.л. 19. Тираж 200 экз. Заказ .

Редакционно-издательский отдел Пермского университета

614600. г. Пермь, ул. Букирева, 15

Типография Пермского университета

614600. г. Пермь, ул. Букирева, 15

СОДЕРЖАНИЕ

Дублянский Ю.В., Дублянский В.Н. <i>Пещера академика Ферсмана</i>	4
Туницын И.С. <i>К вопросу оценки параметров ядра галактики</i>	12
Гаев А.Я., Гацков В.Г., Минькевич И.И. <i>О подземной гидросфере Предуралья, её модели и георесурсах</i>	14
Силаев В.И. <i>Железомарганцевые карбонаты Полярного Урала в связи с проблемой номенклатуры минералов ряда $MnCO_3 - FeCO_3$</i>	22
Мурзин В.В. <i>Парагенезисы минералов платиновой группы в россыпях Верх-Нейвинского массива альпинотипных гипербазитов (Средний Урал) и их коренные источники</i>	29
Кисин А.Ю., Баталина А.А., Мурзин В.В. <i>Рубиновая минерализация в Мурзинско-Адуйском метаморфическом комплексе (Средний Урал)</i>	37
Мальцева М.В. <i>Золото Велсовской и Крестовоздвиженской россыпей</i>	45
Манакова Н.Н. <i>О пирропах аллювия бассейна р. Кужвы</i>	50
Потапов С.С., Блинов С.М. <i>Сульфаты как показатели геоэкологической обстановки в Кизеловском угольном бассейне</i>	54
Морозов В.П., Акдасов Э.И., Королев Э.А. <i>Способы и механизмы преобразования минералов в системе <math>CaO- H_2O-CO_2</math></i>	71
Кадебская О.И., Назарова У.В., Дублянский В.Н. <i>Снежно-ледяные отложения Кунгурской Ледяной пещеры</i>	77
Маслов Б.В., Петров Г.А., Крупенин М.Т. <i>К оценке редокс-обстановок в вендском бассейне осадконакопления западного склона Среднего Урала</i>	84
Войтеховский Ю.Л. <i>К аналитической систематике петрографических структур</i>	91
Осовецкий Б.М. <i>Проблематичные неогеновые отложения на территории Верхнекамской впадины</i>	95
Маркина Н.А., Никитин А.В., Чувашин А.А. <i>Вещественные особенности и геодинамика формирования Уендектского комплекса западного Забайкалья</i>	99
Удортина О.В. <i>Щелочные метасоматиты Лонготьюганского рудного поля (Полярный Урал)</i>	104

Сорока Е.И., Леонова Л.В., Рябинин В.Ф. <i>О фоссилизации водорослевых остатков в древних породах Приполярного Урала</i>	110
Черепанова Д.В. <i>Участок «Железная горка» на северном окончании хр. Кваркуш (Северный Урал)</i>	114
Лаврова Н.В. <i>К типизации карстовых брекчий</i>	119
Молоштанова Н.Е., Самбук Е.С. <i>Минералого-петрографические исследования зон замещения на Верхнекамском месторождении калийных солей</i>	123
Сташкова Э.К., Стукова Т.В., Пахомов В.И. <i>Корреляция разнофациальных отложений на примере визейской терригенной толщи</i>	128
Беляева Г.Л., Попов С.Г. <i>Влияние палеотемпературного режима на основные нефтегазоносные комплексы Пермской области</i>	136
Парфенова Ю.В. <i>Выявление путей миграции углеводородов по коэффициентам заполнения ловушек в визейской терригенной толще Башкирско-Кыновского палеошельфа</i>	139
Казымов К.П. <i>К минералогии аллювиальных отложений среднего течения р. Усьва</i> ..	141
Басина А.Н. <i>Минеральный состав тяжелой фракции олигоценовых отложений района с. Усть-Игум</i>	145
Кропачев А.М. <i>Элементарные ландшафты в руслах рек</i>	150
Ибламинов Р.Г., Лебедев Г.В., Сунцев А.С. <i>К вопросу о рудных формациях цветных и благородных металлов Западного склона Северного и Среднего Урала</i>	154
Гоннов В.В. <i>Состояние и перспективы развития минерально-сырьевой базы Коми-Пермяцкого автономного округа</i>	166
Перевозчиков Б.В., Ситчихин О.В. <i>Среднетемпературный метаморфизм хромитовых руд глиноземистого магнезиального типа (на примере Войкаро-Сыньинского массива на Полярном Урале)</i>	170
Хазов А.Ф. <i>Золотоносные коры выветривания на Приполярном урале: общая характеристика</i>	180
Болотов А.А. <i>Железомарганцевые месторождения западного склона Урала в пределах Пермской области</i>	186

Чайковский И.И., Логотов Б.Б.	
<i>Морфология алмазов из зон эксплозивной дезинтеграции Самаринского лога (Средний Урал)</i>	258
Шурубор Ю.В.	
<i>Эксплозивные брекчи пикрит-калмончикитового состава в Пашийском алмазоносном районе на западном склоне Среднего Урала</i>	201
Курбацкая Ф.А.	
<i>К проблеме коренной алмазоносности Полюдово-Ксенофоновской провинции</i>	228
Чайковский И.И., Нельзин Л.П., Савченко С.В.	
<i>Геология и петрография Пермской диатремы (опыт типизации пород эксплозивно-вулканических структур)</i>	230
Остроумов В.Р.	
<i>Потенциально алмазоносные пирокластиты Янауло-Куединской площади</i>	249
Волчек Е.Н.	
<i>К вопросу о составе пород лампроитовой серии и связи их со щелочными вулканитами</i>	255
Харитонов Т.В.	
<i>Вероятные изменения вероятных первоисточников уральских алмазов</i>	258
Введенская Н.В., Голубева И.И.	
<i>Планетарные закономерности размещения и строения алмазоносных россыпей и коренных источников алмазов на Урале</i>	265
Попов А.Г.	
<i>Некоторые основные критерии аллювиальной алмазоносности Пермской области</i>	280
Попов А.Г.	
<i>Основные характеристики россыпей алмазов Пермской области</i>	286
Сычкин Г.Н.	
<i>Бассейн реки Яйвы – новая минерально-сырьевая база уральской алмазодобывающей промышленности</i>	290
ХРОНИКА	292