_

_

Номер 2, 2021

Минеральный состав и геохимическая зональность донных осадков гидротермального узла Победа (17°07.45' с.ш.—17°08.7' с.ш. Срединно-Атлантического хребта)	
И. Ф. Габлина, И. Г. Добрецова, Е. А. Попова, О. М. Дара, Т. А. Садчикова, Н. В. Горькова, В. В. Михеев	101
Вулканические туфы, красноцветные и обычно окрашенные глинистые породы в разрезах верхнего рифея и венда Среднего и Южного Урала: сравнение литогеохимических характеристик	
А. В. Маслов	122
Вулканические туфы и туффиты в пограничных отложениях юры и мела (волжский–рязанский ярусы) Западной Сибири	
И. В. Панченко, И. Д. Соболев, М. А. Рогов, А. В. Латышев	144
Минеральный состав и морфологические особенности каолинита керамических глин Шулеповского месторождения (Рязанская область, центральная часть Европейской России)	
Д. М. Коршунов, М. А. Богуславский	184
Памяти академика РАН Эрика Михайловича Галимова 09.07.1936–23.11.2020	191
Правила для авторов	193

УДК 553.24:552.14:552.46:550.86

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ДОННЫХ ОСАДКОВ ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО УЗЛА ПОБЕДА (17°07.45' с.ш.–17°08.7' с.ш. СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКОГО ХРЕБТА)

© 2021 г. И. Ф. Габлина^{*a*, *}, И. Г. Добрецова^{*b*}, Е. А. Попова^{*c*}, О. М. Дара^{*d*}, Т. А. Садчикова^{*a*}, Н. В. Горькова^{*a*}, В. В. Михеев^{*a*}

^аГеологический институт РАН, Пыжевский пер., 7, стр. 1, Москва, 119017 Россия ^bПолярная морская геологоразведочная экспедиция, ул. Победы, 24, Ломоносов, Санкт-Петербург, 188412 Россия ^cВНИИОкеангеология, Английский просп., 1, Санкт-Петербург, 190121 Россия ^dИнститут океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Haxимовский просп., 36, Москва, 117997 Россия *e-mail: igabl@rambler.ru, gablina.ir@yandex.ru Поступила в редакцию 17.04.2020 г. Принята к публикации 15.10.2020 г.

В работе приведены результаты исследования минерального и химического состава карбонатных, металлоносных и рудоносных осадков, развитых в пределах рудного узла Победа, по материалам станций 37L244g, 37L245g и 37L184k химическим, оптическим, электронно-микроскопическим, электронно-зондовым и рентгеновским методами. Проведено сопоставление с составом фоновых биогенных карбонатных осадков за пределами гидротермального узла. Выявлены различные типы минерально-геохимической зональности в зоне гидротермальной активности: 1) нарастание концентрации рудных элементов вниз по разрезу осадков, приводящее к смене сверху вниз карбонатных осадков (ст. 37L184k); 2) послойное обогащение рудными компонентами осадков (ст. 37L244g); 3) приуроченность зон обогащения к кровле, средней части и подошве осадочных отложений (ст. 37L245g). Рассмотрена связь различных типов минерально-геохимической зональности с физико-химическими параметрами поровых вод металлоносных и рудоносных осадков.

Ключевые слова: Срединно-Атлантический хребет, биогенные карбонатные донные осадки, гидротермальные поля, металлоносные и рудоносные осадки, минерально-геохимическая зональность. **DOI:** 10.31857/S0024497X21020038

Рудный узел Победа, открытый в рейсе № 37 НИС "Профессор Логачев" в 2014–2015 гг., расположен в Российском разведочном районе (РРР) в зоне 17°07.45′ с.ш.–17°08.7′ с.ш. Срединно-Атлантического хребта (САХ).

Предыдущими исследованиями в пределах PPP CAX (гидротермальные поля Ашадзе, Петербургское, Зенит-Виктория и др.) было установлено существенное влияние гидротермальных флюидов на карбонатные биогенные осадки в зонах гидротермальной активности, выраженное в растворении раковин микроорганизмов, слагающих осадки, и метасоматическом замещении их гидротермальными минералами [Габлина и др., 2011, 2015; Gablina et al., 2016; Хусид и др., 2018 и др.].

В районе рудного узла Победа нами были описаны сульфидные рудные образования, определен их абсолютный возраст [Габлина и др., 2018], изучен состав микрофоссилий, раковины которых слагают биогенные карбонатные осадки района. Установлено, что в зонах гидротермальной активности, как правило в нижней части колонок, снижается общая численность и видовое разнообразие микрофоссилий [Габлина и др., 2019].

Настоящая работа является продолжением этих исследований в рудном кластере Победа и выполнялась с целью выяснения особенностей распространения и характера проявления процессов преобразования биогенных донных осадков под влиянием гидротермальных флюидов в Центральной Атлантике.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Материал для исследований был отобран в рейсе № 37 НИС "Профессор Логачев", который проводился ФГУНПП "Полярная морская геоло-

горазведочная экспедиция" в 2014-2015 гг. Рейс финансировался Федеральным агентством по нелропользованию Министерства природных ресурсов и экологии РФ. Изученные колонки осадков подняты в пределах гидротермального узла Победа, состоящего из двух рудных полей (Победа-1 и Победа-2) и рудопроявления Победа-3 (рис. 1). Для сравнения с осадками, развитыми в зоне гидротермальной активности, были изучены фоновые биогенные карбонатные осадки в колонке станции 37L215k, расположенной севернее гидротермального узла Победа (17°45' с.ш., 46°24′ з.д.). Осадки отбирались телевизионным грейфером (ТВГ, g) и коробчатым пробоотборником (КП, k) с глубин от 2208 до 3106 м. Физикохимические параметры поровых вод осадков были изучены в 8 колонках с помощью потенциометра "Эксперт-рН". Во время рейса проводился шлихоминералогический анализ, для которого пробы отбирались из поверхностного слоя и забоя колонки. Под бинокуляром изучался минеральный состав тяжелой фракции промытой пробы (фракция 0.1-0.25 мм) (И.Г. Добрецова). Гранулометрический анализ проведен по двум колонкам осадков – 37L244g, 37L245g (поле Победа-2) – методом отмучивания и ситования в ГИН РАН (М.Е. Горшкова, Т.А. Садчикова). Пелитовая фракция была изучена методом рентгеновской дифракции на дифрактометре D8 Advance (ГИН РАН, аналитик Е.В. Покровская). Содержание Сорг изучено в лаборатории ИО РАН кулонометрическим методом на экспресс-анализаторе углерода АН7529М (ОАО "ГЗИП", РБ, аналитик Л.В. Демина). Химический силикатный анализ проб осадков (73 образца) выполнен в химической лаборатории ФГБУ "ВНИИОкеангеология" фотометрическим, комплексонометрическим и пламенным атомно-абсорбционным методами (спектрофотометр серии UV модель, UV-1650РС, спектрометр атомно-абсорбционный "Квант-2", модель "Квант-2а") и спектральный анализ – эмиссионным спектральным и рентгеноспектральным методами (СТЭ-1, ДФС-13 спектроскан МАКС-G), спектральный полуколичественный эмиссионный анализ (СТЭ-1, ДФС-13).

Минеральный состав изучался оптическим, микрорентгено-спектральным (сканирующий электронный микроскоп (СЭМ) CamScan MV2300 с встроенной энергодисперсионной аналитической системой INCA Energy 200, ГИН РАН) и рентгенофазовым (дифрактометр D8 ADVANCE фирмы Bruker AXS, ИО РАН) методами анализа. При изучении рентгенодифрактометрическим методом фоновых осадков (ст. 37L215k) и осадков рудопроявления Победа-3 (ст. 37L184k), в составе которых преобладает биогенный кальцит раковин микроорганизмов, были исследованы образцы в природном состоянии и обработанные HCI. При обработке использован 1N раствор HCl (35%), в котором образцы выдерживались 2-3 дня. Процедура повторялась несколько раз до окончания реакции разложения карбонатов. Однако в большинстве проб полностью удалить биогенный CaCO₃ не удалось, что, возможно, связано с наличием корок гидроксидов железа на раковинах, защищавших их от растворения.

ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА РАБОТ

Рудный узел Победа включает гидротермальные рудные поля Победа-1, Победа-2 и рудопроявление Победа-3 (см. рис. 1). Он расположен на восточном борту рифтовой долины и приурочен к западному склону горного массива с условным названием Гора 17°09' с.ш. Склон сильно расчленен многочисленными сбросами и трещинами. Крутизна его, составляющая в среднем 20°, на отдельных участках достигает 30°.

Рифтовая долина имеет асимметричную форму в поперечном сечении при высотном доминировании восточного борта. Восточный борт возвышается над днищем долины у северной границы района работ почти на 1.5 км. На глубине приблизительно 3000 м он осложнен тектонической ступенью-террасой, представляющей собой ложбинно-грядовую поверхность с относительными превышениями от первых десятков до 150 м. Ширина террасы 2–3 км, видимая протяженность около 9 км.

Южная часть восточного борта представлена очень крупным горным массивом, общей амплитудой над днищем долины до 2500 м. Батиметрический минимум вершины массива менее 1500 м, что представляет абсолютный региональный минимум в рифтовой долине САХ [Бельтенев и др., 2016].

В геологическом строении принимают участие глубинные породы и донные осадки, занимающие больше половины площади. Глубинные породы представлены серпентинизированными и оталькованными перидотитами, серпентинитами, габброидами, серпентин-хлоритовыми породами, пироксенитами. Осадки голоцен-верхнеплейстоценового возраста представляют собой карбонатные кокколитово-фораминиферовые донные отложения, иногда с включениями и прослоями детрита птеропод и эдафогенного материала. Максимально вскрытая мощность осадков составила 140 см (станция 37L216k).

По данным придонного профилографа системы ГБО "МАК-1М", в пределах разведочных блоков Российского разведочного района мощность осадков составляет первые метры и только в редких случаях достигает 10 м. Наибольшие мощности, в основном, отмечаются в отрица-



Рис. 1. Схема гидротермального узла Победа (по материалам [Бельтенев и др., 2016]). 1 – кокколит-фораминиферовые карбонатные илы; 2 – магматические породы, частично покрытые карбонатными осадками; 3 – металлоносные осадки; 4 – рудные тела узла Победа и их номера; 5 – гидротермально измененные породы; 6 – сульфидные постройки и трубные комплексы (*a* – неактивные, *б* – активные); 7 – геологические границы по данным телепрофилирования; 8 – границы рудного поля; 9 – станции отбора проб и их номера; 10 – изобаты.

тельных формах рельефа — в понижениях между грядами и холмами [Бельтенев и др., 2016].

В пределах гидротермальных полей развиты рудные, рудоносные и металлоносные осадки. В основу классификации осадков взяты содержания [Fe + Mn]_{бкв} и [Cu + Zn]_{бкв}, пересчитанные на бескарбонатное вещество (бкв): карбонатные осадки (фоновые) Срединно-Атлантического хребта [Fe + Mn]_{бкв} < 10%, [Cu + Zn]_{бкв} < 0.10%; металлоносные осадки 10% \leq [Fe + Mn]_{бкв} < 0.0%; [Cu + Zn]_{бкв} < 0.0%; рудоносные осадки 10% \leq [Fe + Mn]_{бкв} < 30%, [Cu + Zn]_{бкв} < 0.25%; рудные осадки [Fe + Mn]_{бкв} \geq 30%, [Cu + Zn]_{бкв} \geq 0.25%.

По данным микрофаунистического анализа, возраст осадков в данном секторе Срединно-Атлантического хребта определяется как голоцен-верхнеплейстоценовый. Возраст осадков гидротермального узла Победа, определенный радиоуглеродным методом, датируется в пределах 31829–5030 лет (поле Победа-1, ст. 37L075k) и 29550–10325 лет (рудопроявление Победа-3, ст. 37L246g) [Бич, 2017; Бич, Петров, 2018]. На гидротермальном поле Победа-2 такие исследования не проводились.

В придонной толще воды, над рудными полями с помощью гидрофизического зондирования выявлены признаки современной гидротермальной активности — аномальные значения в вертикальном распределении мутности, а над рудным полем Победа-1 в районе станции 37L196g при телепрофилировании наблюдались клубы дыма, что свидетельствует о гидротермальной активности в этом районе. Кроме того, телепрофилированием в районе поля Победа-1 зафиксирована гидротермальная фауна — креветки и двустворчатые моллюски. В пределах поля также зафиксированы неактивные трубные образования и рудные холмы [Бельтенев и др., 2016].

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Карбонатные биогенные (фоновые) осадки

Карбонатные фоновые осадки (50% < СаСО₃ ≤ \leq 75%) изучены по колонке ст. 37L215k, расположенной севернее гидротермального узла Победа в Российском разведочном блоке 33 (17°45′ с.ш., 46°24.4' з.д.). Станция находится на западном склоне горы 17°45' с.ш. на глубине 3535 м. Осадки, мощностью 110 см, были подняты коробчатым пробоотборником в ненарушенном состоянии. Осадки представлены однородными фораминиферово-кокколитовыми илами бежевой и коричневато-бежевой окраски, алевропелитовой структуры (≤0.1 мм) с примесью песчаной фракции (0.1-2 мм). Слоистость определяется по обводненности и содержанию песчаной фракции, количество которой колеблется от 5-10 до 50%. Песчаная фракция состоит из кальцитовых раковин планктонных и бентосных фораминифер. детрита птеропод, алевропелитовая-представлена кокколитами и глинистыми минералами. Чисто пелитовые илы встречаются, в основном, в нижних частях разреза, а песчаный материал, представленный обломками и дресвой раковин птеропод, – в поверхностных слоях, реже – в средних частях разреза. В колонке вниз по разрезу содержание песчаной фракции снижается от 30-50 до 5% за счет уменьшения количества раковин фораминифер (рис. 2). В нижнем горизонте отмечается эдафогенный материал в виде зерен пироксена и обломков измененных базальтов, а также гидроксиды железа и единичные кристаллики сульфидов. В поверхностном слое раковины фораминифер окрашены гидроксидами железа до коричневого цвета, присутствуют пепловые частицы, кристаллики барита, единичные знаки пирита, сульфидов меди. По всему разрезу осадки пропитаны гидроксидами железа, придающими им бурый и коричневый оттенок. В нижнем горизонте (108-110 см) они развиты неравномерно (см. рис. 2в). Общая карбонатность осадков 59.38-76.23% при низком содержании Fe₂O₃ (2.88-5.55%) и Си_{бкв} (0.008-0.0015%) (табл. 1). Содержание этих компонентов, а также SiO_2 не-

сколько возрастает, а карбонатность снижается вниз по разрезу осадков (рис. 3). Физико-химические параметры фоновых осадков, замеренные по 5 станциям, слабо меняются по разрезу. Eh поровых вод осадков ст. 37L215k колеблется в пределах +177.6 (верхний слой 0-2 см)-+225мВ (зона осадков, обогащенная птероподовым детритом песчаной размерности, глубина 40 см), рН – от 7.9 (верхняя часть разреза) до 7.6 (забой) [Габлина и др., 2018]. В целом по всем изученным колонкам фоновых осадков наблюдается незначительное снижение Eh и pH вниз по разрезу, значения их близки к физико-химическим характеристикам океанской воды. Исключение составляет самый верхний слой на станции 37L215k, где зафиксировано пониженное значение Eh. Hauболее высокие значения Eh и pH отмечены в зонах, обогащенных песчаным материалом.

Рентгеновским методом в составе осадков ст. 37L215k кроме биогенного кальцита установлены терригенные и эдафогенные минералы: кварц, альбит, калиевый полевой шпат, пироксены, амфиболы, тальк, серпентин, хлорит, палыгорскит, а также примесь рудных минералов – пирита и гетита. Глинистые минералы представлены каолинитом, иллитом, смектитом. Вертикальная зональность в распределении минералов проявлена слабо. Она выражается в некотором снижении (с 85 до 76%) содержания кальцита вниз по разрезу колонки и в приуроченности пирита и гетита к верхним горизонтам. В нижнем горизонте в существенных количествах (до 10–15%) присутствуют эдафогенные минералы (табл. 2).

Рудоносные и рудные осадки гидротермального узла Победа

Описание рудоносных осадков приводится по материалам гидротермального поля Победа-2 (ст. 37L244g, 37L245g), которые изучены нами наиболее детально, и рудопроявления Победа-3 (ст. 37L184k).

Литологическая характеристика осадков

Рудное поле Победа-2, входящее в рудный узел Победа, залегает в интервале глубин 2800–3106 м. Изучены осадки, поднятые телегрейфером на юго-западном склоне горы 17°07′ с.ш.: станции 37L244g с глубины 2995 м мощностью 53 см и ст. 37L245g с глубины 3106 м мощностью 50 см.

Разрез колонки 37L244g представлен сверху вниз:

Слой 1 (0–5 см). Фораминиферово-кокколитовый слабо карбонатный обводненный ил красно-коричневого цвета. Структура алевро-пелитовая с существенной примесью песчаного материала (около 20% в верхней части слоя), состоящего преимущественно из раковин фораминифер (рис. 4a, 5). Эдафогенный материал представлен магнетитом, единичными кристалликами пироксена и оливина. Более 5% верхней части слоя составляет фракция >0.5 мм, состоящая из обломков измененных пород (тальк, серпентин), фрагментов железистых корок. Нижняя часть слоя (2–5 см) более тонкозернистая, в большом количестве (90% тяжелой фракции) содержит гидроксиды железа и (до 10% фракции) атакамит.

Слой 2 (5—19 см). Фораминиферово-кокколитовый слабо карбонатный ил светло-коричневый, пластичный, с пятнами и затеками краснокоричневого ила (следы биотурбации) в верхней части слоя. Структура осадков пелит-алевритовая с примесью песчаного материала (около 10%).

Слой 3 (19—40 см). Фораминиферово-кокколитовый слабо карбонатный рудоносный ил, вязкий, коричнево-бежевый, неоднородной текстуры за счет неравномерной пропитки бурыми гидроксидами железа в виде прерывистых линзовидных прослоев, пятен неправильной формы, прожилков. В гранулометрическом составе преобладает алевритовая фракция (>80%) за счет обогащения горизонта мелкодисперсными гидроксидами железа (см. рис. 46, 5).

Слой 4 (40–53 см). Фораминиферово-кокколитовый карбонатный вязкий, плотный светлокоричнево-бежевый ил, неоднородный (см. рис. 4в), с прослоями мелкозернистого темно-серого песка. По структуре близок к предыдущему слою (см. рис. 5). В забое колонки обнаружены темные опаловые корочки, крошка железомарганцевых образований и сульфиды (пирит), более 60% тяжелой фракции составляет атакамит, присутствуют тальк и хлорит (табл. 3).

Разрез колонки 37L245g.

Слой 1 (0-8 см). Осадки представлены темнокоричневыми бескарбонатными рудоносными илами алевропелитовой структуры с примесью песка (до 20%), с включениями сульфидных минералов и гидроксидов железа. Часто встречаются рыжие скопления гетита, иногда – зеленого атакамита, обломки черных или темно-коричневых пород размером >0.5 мм; присутствуют редкие, сильно измененные раковины фораминифер (см. рис. 5, 6а).

Слой 2 (8–25 см). Карбонатные фораминиферово-кокколитовые илы коричневого цвета, содержащие детрит птеропод. Структура пород алеврито-песчаная с примесью глинистого материала (20–30%) (см. рис. 5, 6б). Осадки менее ожелезнены по сравнению с поверхностным слоем 1. Отмечаются единичные включения крупных (до 8 мм по удлинению) обломков пород.

Слой 3 (25-30 см) – прослой птероподовых песков.

Слой 4 (30–50 см) – рудные осадки темно-коричневые, пелит-алевритовой структуры, с про-



Рис. 2. Микрофотографии шлифов осадков по колонке 37L215k.

а — слой 1, интервал 0—5 см, николи +, фораминиферово-кокколитовый осадок с кальцитовыми раковинами хорошей сохранности в бурой глинистой массе; 6 – слой 4, интервал 38—40 см, николи II, то же, с существенным преобладанием раковин наинопланктона; в – слой 7, интервал 108—110 см, николи +, бурый преимущественно кокколитовый осадок алевро-пелитовой структуры с примесью песчаной фракции (раковин фораминифер). Черное на фото – пустоты.

слоями черного цвета псаммитовой структуры, обогащенными обломками пород. Карбонатные раковины практически полностью отсутствуют

ГАБЛИНА и др.

Таблица 1. Содержание СаСО₃ и основных элементов (%) в колонках осадков

№ образца	Fe _{бкв}	Mn _{бкв}	Си _{бкв}	Zn _{бкв}	Ba	Р	CaCO ₃	Si	Mg
37L 215 K (2–10)	8.83	0.36	0.03	0.02	0.02	0.07	76.23	3.75	0.26
37L 215 K (10-20)	9.42	0.41	0.04	0.02	0.02	0.07	75.50	4.53	0.64
37L 215 K (20-30)	7.08	0.34	0.03	0.02	0.03	0.06	68.37	5.98	0.52
37L 215 K (30-40)	8.57	0.46	0.05	0.02	0.02	0.06	76.50	4.33	0.72
37L 215 K (40-50)	7.91	0.39	0.03	0.02	0.02	0.07	72.41	4.93	0.22
37L 215 K (50-60)	8.58	0.36	0.03	0.02	0.02	0.07	68.15	6.47	0.36
37L 215 K (60-70)	8.88	0.39	0.03	0.02	0.03	0.06	72.50	6.06	0.58
37L 215 K (70-80)	9.06	0.41	0.05	0.02	0.02	0.07	73.68	4.81	0.46
37L 215 K (80-90)	8.83	0.33	0.03	0.02	0.03	0.07	65.24	6.78	0.72
37L 215 K (90-100)	8.76	0.36	0.03	0.03	0.02	0.09	59.38	8.13	0.52
37L 215 K (100-110)	10.11	0.42	0.04	0.02	0.03	0.07	61.61	8.18	0.54
37L 184 K (2–10)	16.83	0.30	0.33	0.08	0.03	0.09	71.37	3.68	1.50
37L 184 K (10–17)	19.04	0.29	0.34	0.10	0.02	0.11	67.65	4.59	1.18
37L 184 K (17-30)	23.20	0.24	0.38	0.14	0.03	0.18	55.57	6.22	1.98
37L 184 K (30-40)	24.59	0.25	0.43	0.17	0.05	0.18	56.02	5.60	1.62
37L 184 K (40-50)	26.63	0.21	0.53	0.19	0.04	0.21	52.89	5.48	1.68
37L 184 K (50-60)	31.41	0.19	0.695	0.209	0.041	0.28	42.45	5.45	1.56
37L 184 K (60-70)	36.52	0.11	0.777	0.241	0.066	0.38	25.33	6.09	2.28
37L 184 K (70-75)	37.09	0.08	0.810	0.242	0.073	0.44	17.25	6.46	2.22
37L 244G (5-10)	19.65	0.06	2.51	0.18	0.06	0.21	45.35	7.08	1.48
37L 244G (10-19)	17.30	0.06	2.61	0.19	0.05	0.15	53.25	7.36	1.60
37L 244G (19-25)	17.81	0.05	2.47	0.21	0.06	0.17	47.31	7.37	1.12
37L 244G (25-30)	22.39	0.05	2.81	0.29	0.06	0.24	44.40	5.94	1.18
37L 244G (30-40)	23.41	0.07	2.57	0.31	0.05	0.24	48.26	5.36	1.48
37L 244G (40-45)	19.46	0.26	1.71	0.29	0.04	0.18	57.98	5.86	0.96
37L 244G (45-53)	15.49	0.37	1.01	0.25	0.03	0.15	62.38	5.68	0.96
37L 245 (3-8)	33.37	0.05	4.55	0.24	0.12	0.40	11.67	7.19	2.90
37L 245 (11-18)	28.17	0.06	2.58	0.15	0.14	0.37	14.76	8.22	3.35
37L 245 (25-30)	26.09	0.10	2.03	0.15	0.13	0.10	50.76	5.04	4.00
37L 245 (31-35)	41.11	0.03	6.74	0.26	0.14	0.28	1.77	3.01	1.53
37L 245G (38-41)	36.26	0.04	2.37	0.15	0.09	0.12	7.26	3.04	2.20
37L 245 (39-43)	37.62	0.04	2.34	0.21	0.09	0.26	1.91	5.26	4.00
37L 245 (48-50)	43.10	0.04	2.45	0.28	0.07	0.37	0.45	3.39	1.88

(см. рис. 6в). Отмечаются более светлые участки измененного (замещенного глинистыми минералами) биогенного осадка с минеральными псевдоморфозами по раковинам фораминифер.

В целом по разрезу колонки наблюдаются существенные колебания гранулометрического состава осадков, связанные с присутствием прослоев птероподовых песков и обогащением отдельных горизонтов обломками эдафогенного материала и рудными минералами (см. рис. 5).

<u>Рудопроявление Победа-3</u> расположено в интервале глубин 2500–2700 м. За центр рудопроявления принимаются координаты 17°08.3' с.ш., 46°24.2' з.д. Всего в данном районе выполнено 7 станций КП, 4 станции драгирования и 1 станция ТВГ. На всех станциях КП и станции ТВГ подняты рудоносные фораминиферово-кокколитовые и птероподовые осадки коричневые и коричневато-бежевые, пропитанные гидроксидами железа, с включениями зерен пирита, барита, иногда Fe-Mn корок, тонких прослоев рудных осадков.

Нами изучены осадки по колонке 37L184k длиной 75 см. В целом вся колонка представлена однородными фораминиферо-кокколито-

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ



Рис. 3. Графики распределения химических элементов и карбонатности (%) в фоновых (ст. 37L215k) и рудоносных (ст. 37L245g, 37L184k) осадках.

1-4 – литология: 1 – фораминиферово-кокколитовый ил, 2 – пелит, 3 – песчаный пелит, 4 – песок; 5–8 – включения:
5 – включения фрагментов сульфидных руд, 6 – обломки коренных пород, 7 – детрит раковин птеропод, 8 – пятна биотурбации; 9–11 – границы между слоями: 9 – четкая, резкая, 10 – постепенная, 11 – граница видимой мощности разреза.

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ № 2 2021

No crouuuu	Uuterport (c))	Состав фракции >0.05 мм								
л⊍ станции	интервал (см)	природный образец	после обработки НСІ							
215к	0-5	Кальцит (76%), кварц (7%), альбит (4%), иллит (4%), КПШ (3%), каолинит (3%), пирит (2%)	Кальцит (57%), кварц (13%), смектит (8%), иллит (6%), каолинит (4%), альбит (3%), КПШ (3%), хлорит (3%), палыгорскит (2%), гетит (1%)							
	2-10	Кальцит (85%), кварц (4%), арагонит (2%), альбит (1%), смектит (1%), иллит (1%), хлорит (1%), каолинит (1%), палыгорскит (1%), серпентин (1%), гетит (1%), тальк (1%)	Кальцит (81%), кварц (6%), альбит (2%), КПШ (2%), иллит (2%), каолинит (2%), арагонит (1%), смектит (1%), хлорит (1%), палыгорскит (1%), серпентин (1%)							
	50-55	Кальцит (80%), кварц (6%), альбит (3%), иллит (3%), каолинит (3%), КПШ (2%), хлорит (2%), палыгорскит (1%)	Кальцит (77%), кварц (6%), арагонит (5%), альбит (2%), КПШ (2%), смектит (2%), иллит (2%), каолинит (2%), хлорит (1%), палыгорскит (1%)							
	100-110	Кальцит (79%), кварц (7%), КПШ (4%), альбит (3%), иллит (3%), каолинит (3%), хлорит (1%)	Кварц (36%), смектит (10%), иллит (10%), каолинит (9%), альбит (8% + 5%), КПШ (8%), хлорит (5%), палыгорскит (4%), амфибол (3%), пироксен (2%)							
184к	30-40	Кальцит (77%), тальк (5%), кварц (4%), иллит (4%), альбит (3%), каолинит (3%), серпентин (2%), гетит (2%)	Кальцит (66%), кварц (10%), гетит (5%), тальк (5%), альбит (4%), каолинит (4%), палыгорскит (3%), серпентин (3%)							
	50-60	Кальцит (59%), гетит (16%), серпентин (10%), тальк (8%), кварц (7%)	Гетит (37%), тальк (24%), серпентин (15%), кварц (12%), иллит (7%), палыгорскит (4%)							
	60-70	Кальцит (56%), гетит (20%), тальк (10%), серпентин (8%), кварц (6%)	Гетит (75%), кварц (24%), иллит (следы), палыгорскит (следы), серпентин (следы), тальк (следы)							
	70–75	Кальцит (50%), гетит (26%), тальк (11%), кварц (7%), серпентин (6%), палыгорскит (?), смешанослойные образования (следы)	Гетит (44%), серпентин (22%), кварц (19%), тальк (15%), смешанослойные образования (следы)							

Таблица 2. Минеральный состав образцов донных осадков, а также образцов обработанных HCl, по данным рентгенодифрактометрического фазового анализа (станции 37L215k, 37L184k)

выми осадками коричневого цвета, пропитанными гидроксидами железа, с включениями эдафогенного материала (рис. 7).

В разрезе выделяются:

Слой 1 (0–2 см). Фораминиферово-кокколитовый песчаный пелит. В тяжелой фракции преобладают гидроксиды железа, присутствует эдафогенный материал (обломки пород, пироксен, хромшпинелиды), редкие включения магнетита, барита. Осадки характеризуются высокими содержаниями CaCO₃ – 71.37%, но по содержанию рудных элементов (10% \leq [Fe + Mn]_{бкв} \leq 30%, [Cu + Zn]_{бкв} \geq 0.25%) относятся к рудоносным (см. табл. 1, рис. 7а).

Слой 2 (2—17 см). Фораминиферово-кокколитовый песчаный пелит коричневого цвета, плотный, с более светлыми пятнами биотурбации. Осадки карбонатные – 67.65% СаСО₃, а по содержанию Fe, Cu, Zn относятся к рудоносным (см. табл. 1, рис. 3).

Слои 3–4 (17–40 см). Рудоносный песчанистый пелит коричневого цвета, уплотненный в нижней (30–40 см) части. Осадок неравномерно ожелезнен, по раковинам микроорганизмов развиваются рудные минералы (см. рис. 76). Карбонатность осадков составляет 55.57–52.89%, постепенно снижаясь вниз по разрезу; содержание Fe (на бескарбонатное вещество) достигает в среднем около 25%, $Cu_{\delta \kappa B} - 0.38-0.53\%$, $Zn_{\delta \kappa B} - 0.17-0.209\%$ (см. табл. 1, рис. 3).

Слои 5-6 (40-75 см). Рудные осадки темнокоричневые пелит-песчаной структуры, плотные, особенно в нижнем (60-75 см) слое. Осадки содержат неравномерно, послойно распределенные гидроксиды железа (более 73% тяжелой фракции), включения эдафогенного материала (обломки пород, магнетит, единичные знаки амфибола и пироксена), барит (см. рис. 7в). Карбонатность снижается вниз по разрезу от 56.02 до 17.25%. При этом существенно возрастает содержание рудных элементов: Fe_{бкв} до 37.09%, Cu_{бкв} до 0.81%, Zn_{бкв} до 0.242% в подошвенной части разреза (см. табл. 1, рис. 3).

Минерально-геохимическая характеристика рудоносных осадков

Для колонки 37L184k характерно типичное для изученных нами осадков САХ распределение карбонатности и рудных элементов по разрезу: сверху вниз происходит закономерное снижение содержания СаСО₃ от 71.37% в верхнем горизонте до 17.25% в подошве. При этом существенно возрастает содержание рудных элементов: Fe_{бкв} от 16.83 до 37.09%, Си_{бкв} от 0.33 до 0.81%, Zn_{бкв} от 0.08 до 0.242% (см. табл. 1, рис. 3). В результате рудоносные карбонатные фораминиферово-кокколитовые осадки на глубине 50 см сменяются рудными. При этом происходит замещение биогенного материала осадков рудным веществом (см. рис. 7), преимущественно гетитом (см. табл. 2). Рентгеновский анализ показал присутствие в осадках ст. 37L184k тех же эдафогенных и гидротермальных минералов, что и в фоновых осадках ст. 37L215k: кварца (продукта гидротермальной деятельности), талька и серпентина (фрагментов измененных ультрабазитов), количество которых возрастает вниз по разрезу колонки. В то же время отсутствуют фрагменты неизмененных пород полевые шпаты, пироксены и амфиболы, характерные для фоновых осадков ст. 37L215k.

Осадки колонки 37L244g относятся к слабо карбонатным в верхней части разреза (до глубины 40 см) со средними содержаниями СаСО₃ – 47.49% (с прослоем карбонатных илов в интервале 10-19 см до 53.25%) и к карбонатным в нижней части (интервал 40-53 см) со средними значениями СаСО₃ – 60.18%. Количество Сорг в осадках снижается сверху вниз по разрезу от 0.126 до 0.078-0.075%.

По содержанию рудных элементов все осадки колонки 37L244g являются рудоносными, средние значения $Fe_{6KB} - 19.21\%$, [Cu + Zn]_{6KB} - 2.52%.

Наблюдается три интервала колебания содержаний рудных компонентов Fe, Mn и Zn, Cu. Первый – 0–25 см, второй – 25–40 см и третий – 40-53 см. В среднем интервале наблюдается увеличение гидротермальной составляющей, проявившееся в возрастании [Fe + Mn]_{бкв} до 22.96%, [Cu + Zn]_{бкв} до 2.99%, Р до 0.24% и уменьшении карбонатности до 46.33%. В первом и третьем интервалах влияние гидротерм на осадки проявлено



4. Микрофотографии шлифов Рис. осалков ст. 37L244g.

а – слой 1, интервал 1–5 см, слабо карбонатный осадок красно-коричневого цвета алевро-песчаной структуры с преобладанием раковин фораминифер, включениями птероподового детрита, гнездами гидроксидов железа; б – слой 3, интервал 31–36 см, слабо карбонатный рудоносный осадок с неравномерным (послойным) распределением рудного вещества (темное в правой части снимка); в – слой 4, интервал 44-47 см, карбонатный кокколит-фораминиферовый осадок, неравномерно обогащенный гидроксилами железа.



Рис. 5. Гранулометрический состав осадков станций 37L244g и 37L245g. Условные обозначения см. рис. 3.

слабее (см. табл. 1). Аналогичные колебания наблюдаются в изменении pH поровых растворов осадков: в верхнем горизонте (0–8 см) pH 7.56– 7.61, в нижнем (45–53 см) 7.62, в среднем (25–35 см) максимальное значение pH до 7.66; Eh закономерно снижается вниз по разрезу от +219.2 до +170.3 мВ. В минеральном составе осадков (см. табл. 3) преобладает биогенный кальцит, количество которого возрастает вниз по разрезу. Гидротермальные рудные минералы представлены атакамитом, клиноатакамитом, гетитом, железомарганцевыми образованиями, преобладающими в верхней и средней части разреза, реже в этих интервалах от-

№ станции	Интервал (см)	Состав фракции >0.05 мм
244	0-2	Кальцит (81%) , тальк (8%), атакамит (2%), клиноатакамит (2%), магнетит (2%), гетит (2%), серпентин (2%), кварц (1%)
	5-8	Кальцит (80%) , атакамит (6%), тальк (4%), гетит (2%), серпентин (2%), кварц (2%), пирит (1%), клиноатакамит (1%), г/о Mn (1%), хлорит (1%)
	22-23**	Кальцит , атакамит, оксиды Fe и Cu, железомарганцевые образования, хлорит, глинистые минералы, примесь пирита, пентландита, Fe самородного, талька, сидерита
	28-31	Кальцит (90%), клиноатакамит (2%), гетит (2%), атакамит (1%), тальк (1%), хлорит (1%), серпентин (1%), кварц (1%), ангидрит, барит, тенорит, пирит, пизонит* (?) (следы), сульфаты Fe и Cu
		Инт. 28-31** - кальцит, атакамит, пирит,
		железомарганцевые образования, барит (?), ангидрит, пизанит (?)
	48-50	Кальцит (94%), кварц (2%), пирит (1%), атакамит (1%), тальк (1%), хлорит (1%)
245	8-18	Кальцит (57%) , тальк (12%), арагонит (7%), цоизит (7%), клиноатакамит (5%), пирит (3%), серпентин (3%), кварц (2%), марказит (1%), магнетит (1%), хлорит (1%)
		Инт. 14–18** – кальцит биогенный, гетит(?), цинкит (ZnO), минерал группы атакамита, фосфат цинка (тарбуттит Zn ₂ (PO ₄)(OH)?),
		серпентин, пирит, изокубанит, глинистые минералы
	25-30	Кальцит (46%) , тальк (23%), пирит (11%), серпентин (5%), марказит (3%), бассанит CaSO ₄ · 0.5H ₂ O (3%), магнетит (2%), гетит (2%), атакамит (1%),
		клиноатакамит (1%), арагонит (1%), кварц (1%)
	35-38**	Тальк, серпентин, гетит, пирит, тарбуттит (?), цинкит, пирротин (троилит?), сульфат железа, магнетит (?), кварц, барит
	39-43	Тальк (27%) , пирит (25%), серпентин (23%), г/о Mn (12%), марказит (8%), хлорит (3%), магнетит (1%)
	48-53	Пирит (34%) , тальк (23%), марказит (15%), серпентин (12%), гетит (9%), хлорит (3%), магнетит (2%), кварц (1%)

Таблица 3. Минеральный состав донных осадков станций 37L244g и 37L245g, фракция >0.05 мм, вес. %, по данным микроскопии, микрозондового и рентгенодифрактометрического фазового анализов

Примечание. Минералы расположены в порядке снижения содержаний. Жирным выделена преобладающая фаза. **Данные микрозондового анализа и микроскопии, * пизонит – медистая разновидность мелантерита (водного сульфата железа).

мечаются сульфиды (пирит, пентландит, пизанит – медистая разновидность мелантерита), самородное железо, тенорит. В базальном горизонте из рудных минералов отмечены только пирит и атакамит. В средней части колонки (28–31 см) присутствуют также новообразованный ангидрит (гипс?), железомарганцевые образования.

Эдафогенный материал представлен обломками измененных пород основного состава, идиоморфными кристаллами оливина черного цвета, характерными для габброидов, магнетитом (поверхностный слой колонки), хлоритом, тальком и серпентином — продуктами разрушения измененных перидотитов. Тальк и хлорит развиты по всей колонке, серпентин — в верхнем и среднем интервале. Минералы группы атакамита, гетит, оксиды меди и железа развиваются в виде псевдоморфоз и корочек по раковинам микроорганизмов (рис. 8a, б, е). Железомарганцевые образования представлены мелкими изометричными скоплениями на поверхности раковин (см. рис. 8в) и, как правило, характеризуются высоким содержанием Со (5.11–9.10 вес. %) и Си (5.11-8.08 вес. %). Хлорит образует тонкочешуйчатые агрегаты (см. рис. 8г), серпентин встречается в виде обособленных зерен (см. рис. 8д). Ангидрит (гипс?) развивается по раковинам, полностью их замещая (см. рис. 8д, е).

Сульфидные минералы образуют мелкие порошкообразные выделения на поверхности раковин (рис. 9а, б), реже встречаются крупные (до 1 мм) выделения пирита и сульфида Cu–Fe, в значительной степени окисленные, частично замещенные оксидами и сульфатами (см. рис. 9в, г).

В составе глинистой фракции (0.002–0.005 мм) также преобладает кальцит, по всей колонке отмечаются следы каолинита, в нижней части (44–53 см) к ним добавляется смектит (табл. 4).



Рис. 6. Микрофотографии шлифов осадков ст. 37L245g. Николи II.

а — слой 1, интервал 3—8 см, темно-коричневые рудоносные илы алевро-пелитовой структуры с примесью песчаного материала, включениями рудных минералов; 6 — слой 2, интервал 10—11 см, карбонатный биогенный осадок коричневого цвета алевро-песчаной структуры (преобладание раковин фораминифер); в — слой 4, интервал 39—43 см, рудоносные осадки, состоящие из обломков измененных пород, рудных минералов и обогащенные тальком.



Рис. 7. Микрофотографии шлифов осадков ст. 37L184k. Николи II.

а — слой 1, интервал 0—2 см, фораминиферово-кокколитовый рудоносный осадок с включениями эдафогенного материала и рудных минералов; б — слои 3—4, интервал 17—35 см, неравномерно ожелезненный рудоносный осадок с обломками эдафогенного материала и рудными минералами; в — слои 5—6, интервал 50—70 см, рудный осадок, послойное замещение биогенных осадков рудным веществом (черное).



Рис. 8. Электронные фотографии рудоносных осадков, ст. 37L244g (СЭМ). Цифры на фотографиях – номера анализов (ан.). а, б – раковина фораминиферы, замещенная окисидами Fe и Cu: а – общий вид, б – увеличенный фрагмент – оксиды Fe и Cu (ан. 1: O – 22.91, Cu – 22.91, Fe – 29.09 вес. %), по которым развит атакамит (ан. 2: O – 16.30, Cu – 63.83, Fe – 0.81, Cl – 19.05 вес. %) с примесью глинистого материала (ан. 3), интервал 22–23 см. Темное на фото (а) – углеродистое вещество (ан. 4); в, г – кальцитовая раковина (ан. 35) с железомарганцевыми Cu–Co-содержащими образованиями (ан. 37: 4.03% Cu, 5.11% Co; ан. 40: Cu, 8.08%, 9.10% Co), углеродистыми пленками и глинистыми минералами на поверхности, с участком биогенных осадков, сцементированных гидротермальными минералами, интервал 22–23 см: в – общий вид, г – увеличенный фрагмент измененных осадков, состоящих из раковин наннопланктона, сцементированных хлоритом (ан. 48: O – 38.71, Fe – 28.08, Si – 19.94, Mg – 7.72 вес. %, примесь Al, Ca), глинистыми минералами с включениями сидерита (ан. 47: O – 53.09, Fe – 22.69, Ca – 3.30, Cu – 4.34, C – 16.58 вес. %); д – кристаллы ангидрита (гипса?) (ан. 82: Ca – 28.44, S – 24.11, O – 47.45 вес. %) по раковине фораминиферы, с атакамитом в пустотах (ан. 81) и "приросший" кристалл серпентина (ан. 80), интервал 28–31 см; е – скопление кристаллов ангидрита (гипса?) (ан. 107) по раковине фораминиферы (?), покрытое корочкой и гнездами атакамита (ан. 105, 106, 108, 109), интервал 28–31 см.

Осадки колонки <u>37L245</u> являются рудоносными и рудными, преимущественно бескарбонатными и слабо карбонатными. Содержание СаСО₃ в них снижается сверху вниз по разрезу от 11.67–14.76 до 1.99–0.45%. И только в горизонте 25–30 см, представленном птероподовыми пес-



Рис. 9. Электронные фотографии сульфидных минералов в осадках (СЭМ). Ст. 37L244g. Интервал 28–31 см. Цифры на фотографиях – номера анализов (ан.).

а, б – кальцитовая раковина с пиритом (ан. 6), пентландитом (ан. 7), углеродистым веществом (ан. 5, 8), внутри раковины – наннофоссилии с Si, Mg, Ca, Na, Fe, Mn, Cu, Co, O (ан. 10, 11): а – общий вид, б – увеличенный фрагмент; в, г – зерно пирита (ан. 91), покрытое смесью окси-гидроксидов и сульфатов Fe с примесью Cu (пизанит?) (ан. 90, 90а, 95), участками – углеродистой пленкой.

ками, наблюдается его повышение до 50.76% (см. табл. 1, рис. 3). Аналогичный характер распределения содержания по разрезу (снижение сверху вниз) наблюдается для Ba_{6KB} — от 0.06 до 0.03%. Иной характер распределения имеют рудные элементы. Содержание Fe и Zn с некоторыми колебаниями возрастает вниз по разрезу: Fe_{6KB} от 33.37 до 43.10%, Zn_{6KB} от 0.15–0.24 до 0.28%. В распределении меди наблюдаются два максимума: в верхнем горизонте (3–8 см) 4.55% и в рудном прослое (31–35 см) до 6.74%.

Распределение элементов отражает минеральную зональность осадков ст. 37L245g. В верхней части (до глубины 30 см) они на 46—57% состоят из биогенного кальцита раковин. Кроме того, присутствуют гидротермальные минералы и эдафогенный материал. Эдафогенный материал представлен серпентином, цоизитом, обломками пород с вкрапленниками пироксена. Среди новообразованных гидротермальных минералов преобладают тальк, арагонит, гетит, минералы группы атакамита; в незначительном количестве развиты сульфиды — пирит, марказит, изокубанит; оксиды — цинкит, магнетит фосфат цинка (тарбуттит?) сульфаты железа (см. табл. 3).

Ниже глубины 30 см биогенный кальцит полностью отсутствует, осадки состоят из гидротермальных, в том числе рудных, минералов и эдафогенного материала. Преобладают пирит, тальк, серпентин; в небольших количествах установлены марказит, пирротин (троилит?), гетит, гидроксиды Mn, магнетит, цинкит, тарбуттит (?), сульфаты Fe, хлорит (см. табл. 3). Таким образом, существенно оксидный (гетит-атакамитовый) парагенезис гидротермальных минералов верх-

№ обр.	Интервал (см)	Состав глинистой фракции 0.002-0.005 мм					
		Станция 37L244g					
244-1	0-2	Кварц, кальцит, следы слюды и каолинита (?)					
244-2	2—4	Кальцит, кварц, следы слюды и каолинита (?)					
244-3	13–19	Кальцит, кварц, следы каолинита (?), слюды и хлорита					
244-4	19-31	Кальцит, кварц, гетит, следы слюды и каолинита (?)					
244-5	31-36	Кальцит, кварц, следы слюды и каолинита (?)					
244-6	37-41	Кальцит, кварц, каолинит (?)					
244-7	44—47	Кальцит, кварц, следы смектита, слюды и каолинита (?)					
244-8	49-53	Кальцит, кварц, следы слюды, смектита (?), каолинита (?), гетита					
Станция 37L245g							
245-1	3-8	Тальк, следы гетита, кварц					
245-2	8-11	Кальцит, кварц, тальк, слюда, хлорит, следы смектита (?), гетит					
245-3	14-18	Кальцит, кварц, слюда, тальк, следы хлорита, каолинит (?)					
245-4	25-30	Кальцит, кварц, тальк, следы слюды и каолинита (?)					
245-5	30-35	Гетит, тальк					
245-6	35-38	Гетит, следы талька					
245-7	39-43	Гетит, следы талька					
245-8	43-47	Гетит					
245-9	48-53	Гетит					

Таблица 4. Минеральный состав глинистой фракции осадков станций 37L244g и 37L245g

ней части колонки сменяется существенно сульфидным (пиритовым) вниз по разрезу.

Среди минералов пелитовой фракции аналогичная зональность отчетливо прослеживается в распределении кальцита. Тальк и гетит идентифицированы по всей колонке, в верхней части к ним добавляются каолинит, смектит и незначительные количества (следы) слюды (см. табл. 4).

Физико-химические параметры по разрезу колонки сильно колеблются с сохранением общей тенденции к понижению Eh от +215.4 мВ в верхнем горизонте до –107.6 мВ в забое колонки. Минимальные значения Eh (–110.5 мВ) отмечаются в средней части, обогащенной обломками раковин птеропод песчаной размерности. Колебания pH находятся в пределах 7.23–7.66. Максимальными значениями характеризуется прослой птероподовых песков.

Особенностью минерального состава рудоносных осадков колонки 37L245g является присутствие редких для океанских рудных образований минералов цинка, установленных электроннозондовым анализом — цинкита (ZnO) и, предположительно, тарбуттита (Zn₂[PO₄][OH]). Они встречены как в верхней, так и в нижней части колонки (табл. 5, 6).

Фосфат цинка мы предположительно идентифицировали как минерал тарбуттит, однако это определение нуждается в подтверждении данны-

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ № 2 2021

ми рентгеновского анализа. Тарбуттит (?) в ассоциации с гидроксидами Fe образует скопления в межзерновых пространствах, корочки на внешней поверхности кальцитовых раковин микроорганизмов, выделения на их внутренней поверхности в тонкой смеси с глинистыми минералами и псевдоморфозы по раковинам (рис. 10). Практически всегда в нем содержатся включения цинкита. Ранее тарбуттит состава Zn – 48.58 вес. %, Fe – 5.97%, Са – 2.44%, Р – 12.41%, О – 30.60% был установлен нами электронно-зондовым анализом в составе сульфидных руд поля Победа-1 в ассоциации с железистым сфалеритом, пиритом и сульфатами железа (обр. 37L196-1) [Габлина и др., 2018]. Тарбуттит (?) в осадках ст. 37L245g отличается высоким содержанием примесей, что, вероятно, связано с механическими включениями ассоциирующих минералов (см. табл. 6). Его средний состав по 8 определениям: Zn - 28.22 вес. %, Fe - 1.56%, Ca - 2.90%, Mg - 1.38%, Al - 2.85%, Si – 1.67%, P – 20.58%, O – 40.70%, в единичных случаях присутствуют К (0.49%) и С (1.42%). Следует отметить, что в разрезе колонки наблюдается четкая корреляционная связь Р и Zn (см. рис. 3, табл. 1).

Цинкит наблюдался в виде мелких (до 20 мкм) выделений неправильной, реже изометричной формы в межзерновых пространствах осадков горизонта 14—18 см, заполненных преимущественно тарбуттитом (?) (см. рис. 10а, б), а также в ассо-

ГАБЛИНА и др.

№ п/п	№ обр.	№ анализа	Mg	Al	Si	Zn	Fe	S	Ni	0
1	245-3	3	3.92	_	0.21	74.54	_	0.10	_	21.22
2		5	1.10	_	0.38	78.22	_	_	_	20.30
3		6	2.92	_	0.14	76.21	_	_	_	20.73
4		7	1.90	_	_	77.81	_	_	_	20.29
5		8	2.32	_	_	77.25	_	_	_	20.43
6		10	2.45	_	_	77.07	_	_	_	20.48
7		11	2.78	_	_	76.64	_	_	_	20.58
8		17	2.19	_	0.26	76.98	_	_	_	20.57
9		18	2.64	_	0.05	76.73	_	_	_	20.58
10		19	2.80	_	0.51	75.73	_	_	—	20.96
11		30	0.35	_	—	79.86	_	_	—	19.78
12		31	3.35	_	0.34	75.30	_	_	—	21.02
13		38	4.46	_	0.13	74.17	_	_	—	21.24
14		47	2.77	_	—	76.65	_	_	—	20.58
15		62	2.69	_	_	76.75	_	_	—	20.56
	Среднее		2.58	_	0.13	76.59	—	0.007	—	20.62
1	245-6	57	2.93	_	0.55	75.19	_	_	0.29	21.04
2		58	2.05	_	0.29	75.00	1.31	0.38	_	20.98
3		79	3.19	_	0.49	73.81	1.40	_	_	21.12
4		86	2.88	0.32	0.28	74.51	0.99	—	—	21.02
5		106b	2.01	—	—	75.50	2.09	—	—	20.40
	Среднее	1	2.61	0.06	0.32	74.80	1.16	0.08	0.05	20.91

Таблица 5. Химический состав цинкита по данным микрозондового анализа, вес. % (нормировано к 100%)

Таблица 6. Химический состав фосфата цинка (тарбуттита?) по данным микрозондового анализа, вес. % (нормировано к 100%)

№ п/п	№ обр.	№ анализа	С	Mg	Al	Si	Р	K	Ca	Fe	Zn	0
1	245-3	8a	_	1.60	1.67	0.73	20.44	_	1.98	_	34.54	39.02
2		20a	—	1.00	2.56	—	22.35	—	11.84	_	20.66	41.58
3		29	—	1.50	3.19	4.16	19.13	—	3.38	_	27.32	41.31
4		37	—	—	3.16	—	22.22	—	6.95	_	26.82	40.84
5		46	—	1.02	2.74	1.13	20.79	—	2.08	—	32.27	39.97
6		64	1.42	1.31	2.75	1.90	18.51	0.49	1.98	1.67	28.47	41.49
7	245-6	55	—	1.66	3.05	1.44	20.38	—	—	2.09	31.34	40.03
8		105	—	1.73	3.00	2.39	20.81	—	2.22	3.60	24.87	41.40
Среднее		0.12	1.38	2.85	1.67	20.58	0.04	2.90	1.56	28.22	40.70	

циации с тарбуттитом (%), образующим корочки на поверхности кальцитовых раковин фораминифер (см. рис. 106, в). В горизонте 35–38 см цинкит образует мелкие выделения в ассоциации с пиритом и тарбуттитом на краях обломочных зерен эдафогенного происхождения (см. рис. 10г). Средний состав цинкита (по 20 определениям): Zn – 76.19 вес. %, O – 20.68%, Mg – 2.58%, Si – 0.18%. В обр. 245-6 (интервал 35–38 см) выделения цинкита содержат примесь Fe (0.99–2.09%), в единичных случаях Ni (0.29%), Al (0.32%) (см. табл. 5). Можно предположить, что примеси Fe, Si, Al связаны с механическими включениями окружающих минералов.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Ранее нами были исследованы видовой состав, распространение и сохранность карбонатных раковин нано- и микрофоссилий в районе гидро-



Рис. 10. Электронные фотографии минералов цинка (СЭМ). Ст. 37L245g. Полированные шлифы. Цифры на фотографиях – номера анализов (ан.).

а-в – интервал 14–18 см: а – выделения цинкита (ан. 6–8, 10, 11, табл. 5) и тарбуттита (ан. 8а, табл. 6) в осадке, б – выделения фосфата цинка (тарбуттита?) на внутренней поверхности раковины фораминиферы (ан. 26) в смеси с алю-мосиликатами (глинистыми минералами?) (ан. 25) и на ее внешней поверхности с примесью кальцита (ан. 27, 28a, 29, табл. 6) и включениями цинкита (ан. 30, табл. 5), в – замещение кальцитовой раковины (ан. 32, 33) фосфатом цинка (тарбуттитом?) (ан. 34, 35, 37, табл. 6, ан. 39) с включениями цинкита (ан. 31, 38, табл. 5); г – интервал 35–38 см: замещение силикатного обломка (серпентина?) (ан. 104), гетитом (?) (ан. 103, 104а), тарбуттитом (ан. 105, табл. 6). На краях обломка – выделения пирита (ан. 106, 106а), цинкита (106b, табл. 5). Темное на фотографиях – пустоты, заполненные эпоксидной смолой.

термального узла Победа. Было установлено, что в пределах зоны гидротермальной активности (рудный узел Победа) снижается общая численность микроорганизмов и уменьшается их видовое разнообразие, как правило в нижней части колонок. Вниз по разрезу колонок снижаются также Eh, pH и карбонатность осадков. Эти изменения объясняются влиянием диффузных гидротермальных флюидов, поступающих в биогенные карбонатные осадки из ложа океана. Исключение представляет колонка ст. 37L 244g (поле Победа-2), в которой эти показатели имеют обратное распределение [Габлина и др., 2019]. Влияние диффузных гидротермальных флюидов, поступающих из субстрата, как было установлено нами на других рудных полях САХ, проявляется в растворении кальцитовых раковин микроорганизмов и замещении их гидротермальными, в том числе рудными минералами, что приводит к формированию метасоматической минерально-геохимической зональности [Габлина и др., 2015, 2017, 2018; Хусид и др., 2018; Gablina et al., 2016 и др.]. Эти процессы, хотя и в слабой степени, проявлены даже за пределами активного гидротермального воздействия [Хусид и др., 2018].

Проведенные в данной работе исследования показали, что аналогичная метасоматическая зональность характерна для осадков ст. 37L184k (рудопроявление Победа-3) и слабо проявлена также в фоновых биогенных осадках ст. 37L215k. В то же время выявлены существенные особенности в распределении рудных компонентов, физико-химических параметров и минеральной зональности в осадках поля Победа-2 (ст. 37L244g и 37L245g). Установленные закономерности позволяют выделить три типа минерально-геохимической зональности изученных осадочных разрезов гидротермального узла Победа.

1-й тип проявлен в осадках ст. 37L184k (рудопроявление Победа-3). Он характеризуется существенным увеличением содержания рудных компонентов и снижением карбонатности от их кровли к подошве (см. рис. 3), что связано с увеличением количества эдафогенного материала и обогащением гидроксидами железа, а также с частичным метасоматическим замещением биогенного кальцита рудными минералами. В том же направлении снижаются Eh и pH поровых вод осадков, что свидетельствует о возрастающем влиянии на осадки гидротермальных растворов. Рост содержания рудных компонентов в нижних горизонтах осадков рудопроявления Победа-3, изученных по материалам ст. 37L246g, отмечают также А.С. Бич и А.Ю. Петров [Бич, 2017; Бич, Петров, 2018]. Эти изменения позволяют сделать вывод, что основным фактором формирования металлоносных и рудоносных осадков в районе рудопроявления Победа-3 было воздействие гидротермальных процессов на базальную зону осадков, в том числе поступление диффузных гидротермальных растворов снизу, из пород субстрата (механизм 1-го типа).

2-й тип зональности наблюдается в осадках станции 37L244g (рудное поле Победа-2). Осадки здесь по всему разрезу являются рудоносными (рудосодержащими, по классификации, принятой в АО "ПМГРЭ" и ФГБУ "ВНИИОкеангеология" [Ророva et al., 2018]), но максимальные концентрации рудных компонентов наблюдаются в его средней части (интервал 25–40 см, см. табл. 1). В этом горизонте осадки "брекчированы", пронизаны трещинами, вдоль которых происходит обогащение бурыми гидроксидами железа (см. рис. 46). Эти особенности могут быть признаками воздействия гидротермальных флюидов, послойно проникающих в осадки по проницаемым зонам (механизм 2-го типа).

3-й тип зональности распределения рудных компонентов развит в осадках ст. 37L245g (см. табл. 1, рис. 3). Здесь максимумы накопления Си и Zn наблюдаются в средней части (горизонт 31–35 см), а также в кровле и подошве разреза. Близкий характер распределения имеет и Fe. Окислительный потенциал поровых растворов, при общей тенденции к снижению вниз по разрезу, обнаруживает существенные колебания. Минимальные его значения зафиксированы в за-

бое колонки (-107.6 мВ) и в интервале 31-38 см (-110.5 мВ) и совпалают с максимумами накопления в осадках рудных компонентов. Во всех трех интервалах присутствуют как оксидные, так и сульфидные формы рудных элементов, что свидетельствует о нестабильной обстановке рудообразования. В базальном горизонте преобладают сульфиды, а среди них – пирит. В этом же слое зафиксировано максимальное содержание серпентина и талька – продуктов разрушения серпентинизированных и оталькованных ультраосновных пород субстрата. Полученные данные могут быть интерпретированы следующим образом. Снижение окислительного потенциала в основании и средней части колонки являются признаками влияния гидротермальных растворов, которые могли проникать в базальный горизонт из подстилающих пород ложа (механизм 1-го типа), а в осадки средней части разреза - послойно (механизм 2-го типа). Их поступление привело к обогащению рудными элементами зон их воздействия, т.е., скорее всего, основным фактором формирования рудоносных и рудных осадков в этих горизонтах был гидротермально-метасоматический. В поверхностной зоне, где окислительный потенциал поровых вод осадков приближается к таковому морской воды, а рудное вещество представлено главным образом дисперсным гетитом и железомарганцевыми образованиями, но также присутствует пирит, формирование рудоносных осадков могло быть обусловлено выпадением рудных минералов из взвеси гидротермального плюма в период активной гидротермальной деятельности (механизм 3-го типа). Таким образом, зональность, наблюдаемая в колонке ст. 37L245g, вероятно, представляет собой сочетание всех трех механизмов гидротермального воздействия.

Максимальный абсолютный возраст осадков гидротермального узла Победа, определенный радиоуглеродным методом, составляет 31829 л. н. в нижней части колонки со станции 37L075 (Победа 1) [Бич, 2017; Бич, Петров, 2018]. Возраст средней части разреза, определенный по колонкам станций 37L075 (поле Победа-1) и 37L246 (Победа-3), находится в интервале 28240-22130 л. н., верхней – от 22130 л. н. до настоящего времени. Промежуточные датировки возраста осадков верхней части составляют 10500, 8155 и 5030 л. н. [Бич, 2017; Бич, Петров, 2018]. Абсолютный возраст сульфидных руд поля Победа-2, определенный нами ²³⁰Th/U методом по 5 образцам, колеблется в интервале $5.1 \pm 0.2 - 11.2 \pm \pm 0.4$ тыс. лет [Габлина и др., 2018], что вписывается в рамки возраста рудоносных осадков верхней части разреза и может свидетельствовать об их одновременном образовании. Возраст осадков среднего и нижнего интервалов разреза осадков является более древним по сравнению с возрастом массивных сульфидных руд, что может служить подтверждением гидротермально-метасоматического (наложенного) происхождения рудоносных и рудных осадков средней и нижней частей разреза.

Особенностью гидротермального узла Победа является повышенное до 0.1-0.4% относительно фонового (сотые доли %) содержание фосфора в осадках. При этом наблюдается прямая корреляционная связь между Р и Zn (см. табл. 1, рис. 3). Это объясняется тем, что цинк в осадках этой зоны присутствует в форме фосфата, предположительно минерала тарбуттита (Zn₂[PO₄][OH]). Тарбуттит – редкий минерал, развитый в зонах окисления полиметаллических месторождений. Впервые он был установлен в месторождении Брокен-Хилл Северной Родезии, а первые сведения о нем появились в отчете о заседании минералогического общества от 11 июня 1907 г. [Spencer, 1908]. Кристаллическая структура его описана в работе [Соссо et al., 1966]. В океанских рудных образованиях из соединений фосфора (кроме фосфоритов) описаны находки франколита (химическая формула Ca₅(PO₄,CO₃)3F, по составу карбонатистый фторапатит: апатит с повышенным содержанием карбонатов) в породах подводного вулкана Чинцова, с которым связано крупное рудопроявление фосфоритов в Японском море [Липкина, 1998]. В вулканических породах подводных возвышенностей Японского моря установлены фосфиды железа и никеля (шрейберзит (?) (Fe, Ni)₃P) [Астахова и др., 2014; Колесник и др., 2019]. В изученных нами осадках Российского разведочного района САХ (гидротермальные поля Ашадзе, Краснов, Зенит-Виктория, Петербургское, узел Победа) по данным шлихо-минералогического анализа фосфаты представлены редкими кристалликами апатита (от единичных знаков до 1.6%, иногда до 3% тяжелой фракции) как в поверхностном слое, так и в более глубоких частях разреза. Фосфат цинка встречен впервые в рудоносных осадках узла Победа в виде тонкозернистых агрегатов в ассоциации с гидроксидами железа и корочек обрастания вокруг карбонатных раковин.

Другим редким минералом, впервые установленным в данном секторе САХ, является цинкит (ZnO). Этот минерал описан в Ангренском буроугольном месторождении [Николаева, 1968], в рудах зоны окисления медно-колчеданных месторождений Южного Урала [Зайков, Масленникова, 1992; Трофимов и др., 1992; Блинов, 2016 и др.]. Известны псевдоморфозы цинкита по сфалериту [Живописцев, Селезнева, 1975]. В океане цинкит установлен в донных осадках Тихого океана вблизи зоны Кларион [Штеренберг, Воронин,

1990], в гидротермально измененных рудоносных вулканических породах Японского моря [Астахова и др., 2014]. В океанских образованиях он ассоциирует с окси-гидроксидами Fe и Mn [Штеренберг, Воронин, 1990]. В изученных нами осадках гидротермального узла Победа цинкит также встречается в ассоциации с окси-гидроксидами и сульфатами Fe. минералами группы атакамита. фосфатом цинка (тарбуттитом?) в верхней части колонки 37L245g. В нижней части разреза к этому парагенезису добавляются в существенных количествах пирит и другие сульфидные минералы (см. табл. 3). Однако среди них отсутствует сфалерит, поэтому в данном случае мы не можем с уверенностью относить цинкит к продуктам его замещения. Цинкит всегда встречается в ассоциации с фосфатом цинка в виде тонкой вкрапленности в нем. Появление этих редких минералов свидетельствует о необычных геохимических условиях рудообразования в зоне гидротермального узла Победа, требующих дальнейших исследований в этом направлении.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Изучен минеральный состав и геохимическая зональность карбонатных, металлоносных и рудоносных осадков гидротермального узла Победа по колонкам станций 37L244g, 37L245g (рудное поле Победа-2) и 37L184k (рудопроявление Победа-3). Проведено сопоставление с фоновыми биогенными карбонатными осадками за пределами гидротермального узла (станция 37L215k).

2. Выявлены различные типы минеральногеохимической зональности в зоне гидротермальной активности: 1) рост концентрации рудных элементов вниз по разрезу осадков, приводящий к смене сверху вниз карбонатных осадков рудоносными (ст. 37L184k); 2) послойное обогащение рудными компонентами осадков (ст. 37L244g); 3) приуроченность зон обогащения к кровле, средней части и подошве осадочных отложений (ст. 37L245g).

3. Предложены возможные механизмы формирования различных типов минерально-геохимической зональности в осадочных отложениях: 1) поступление рудных компонентов в осадки снизу, из пород ложа; 2) послойное проникновение рудоносных флюидов; 3) поступление рудного вещества в поверхностный слой осадков из взвеси гидротермального плюма.

4. Установлены повышенное содержание Р в рудоносных осадках гидротермального узла Победа и корреляционная связь Р с Zn в разрезе осадков. Выявлены редкие минералы: фосфат Zn (тарбуттит?) и оксид Zn (цинкит), условия образования которых в океанских рудах и рудоносных осадках требуют дальнейших исследований.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают глубокую благодарность всем участникам рейса № 37 НИС "Профессор Логачев" за участие в отборе материала для исследований, Л.Л. Деминой, Е.В. Покровской, Л.В. Деминой, М.Е. Горшковой — за помощь в подготовке проб и проведении анализов, А.И. Михайловой и Н.В. Либиной — за помощь в оформлении статьи.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках государственного задания Министерства образования и науки России (темы: ГИН РАН № 0135-2019-0050 и ИО РАН № 0149-2019-0007).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Астахова Н.В., Колесник О.Н., Съедин В.Т. Рудная минерализация в вулканических породах подводных возвышенностей Японского моря // Геохимия. 2014. № 2. С. 158–177.

Бельтенев В.Е., Рождественская И.И., Самсонов И.К. и др. Поисковые работы на площади Российского разведочного района в Атлантическом океане с оценкой прогнозных ресурсов ГПС категории P₂ и P₃ в блоках 31–45 // Отчет 37-го рейса НИС "Профессор Логачев". М.: АО ПМГРЭ, 2016.

Бич А.С. Металлоносные осадки рудного узла Победа (Срединно-Атлантический хребет, 17°08' с.ш.) // Материалы конференции "Новое в познании процессов рудообразования". М.: ИГЕМ РАН, 2017. С. 62–65.

Бич А.С., Петров А.Ю. Изучение металлоносных осадков для реконструкции процессов гидротермального рудообразования (на примере рудного узла "Победа", САХ) // Металлогения древних и современных океанов. Миасс: ИМин УрО РАН, 2018. С. 89–93.

Блинов И.А. Гипергенные минералы цинка на сульфидных месторождениях Южного Урала / Автореф. дис. ... кандидата геол.-мин. наук. СПб., 2016. 23 с.

Габлина И.Ф., Дмитренко О.Б., Оськина Н.С.и др. Влияние гидротермальной активности на карбонатные микрофоссилии в донных осадках тропической Атлантики // Океанология. 2015. Т. 55. № 1. С. 113–125.

Габлина И.Ф., Добрецова И.Г., Наркевский Е.В. и др. Влияние гидротермально-метасоматических процессов на формирование современных сульфидных руд в карбонатных донных осадках Срединно-Атлантического хребта (19–20° с.ш.) // Литология и полез. ископаемые. 2017. № 5. С. 387–408.

Габлина И.Ф., Добрецова И.Г., Лайба А.А. и др. Особенности сульфидных руд гидротермального узла Победа (17°07′-17°08′ с.ш. Срединно-Атлантического хребта) // Литология и полез. ископаемые. 2018. № 6. С. 475-500. Габлина И.Ф., Дмитренко О.Б., Хусид Т.А., Либина Н.В. Влияние флюидов на видовой состав и сохранность микрофоссилий в биогенных карбонатных осадках гидротермального узла "Победа" (Срединно-Атлантический хребет) // Литология и полез. ископаемые. 2019. № 6. С. 592–606.

Живописцев В.П., Селезнева Е.А. Аналитическая химия цинка. М.: Наука, 1975. 201 с.

Зайков В.В., Масленникова С.П. О строении и составе зоны окисления Гайского медноколчеданного месторождения // Минералы и минеральное сырье Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1992. С. 99–117.

Колесник О.Н., Съедин В.Т., Колесник А.Н., Ярощук Е.И., Карабцов А.А. Новые данные о наложенной рудной минерализации вулканических пород Японского моря // Докл. РАН.2019. Т.487.№1. С.73–77.

Липкина М.И. Фосфатная и сопутствующая минерализация в магматических породах подводного вулкана Ченцова (Японское море) // Тихоокеанская геология. 1998. Т. 17. № 3. С. 81–93.

Николаева Э.П. О колломорфном цинките из ангренских углей // Докл. АН УзССР. 1968. № 2. С. 44–45.

Трофимов О.В., Зайков В.В., Сергеев Н.Б., Масленникова С.П. Зона окисления Гайского медноколчеданного месторождения. Миасс: Институт минералогии УрО РАН, 1992. 63 с.

Штеренберг Л.Е., Воронин Б.И. Обломки цинкита (ZnO) в осадках станции 655 (северо-восток Тихого океана) // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. 1990. № 59. С.129–135.

Хусид Т.А., Оськина Н.С., Лукашина Н.П. и др. Бентосные и планктонные фораминиферы в гидротермально активных районах Срединно-Атлантического хребта // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2018. Т. 26. № 1. С. 115–126.

Cocco G., Fanfani L., Zanazzi P.F. The crystal structure of tarbuttite, Zn₂(OH)PO₄ // Z. Kristallogr. Cryst. Mater. 1966. Bd. 123. P. 321–329.

Gablina I.F., Dobretsova I.G., Popova E.A. Biomineralization Processes During the Formation of Modern Oceanic Sulfide Ore and Ore-bearing Sediments // Biogenic-Abiogenic Interactions in Natural and Anthropogenic Systems / Eds O.V. Frank-Kamenetskaya, E.G. Panova, D.Yu. Vlasov // Part of the series Lecture Notes in Earth System Sciences. Springer International Publishing, 2016. P. 43–54.

Popova E., Gablina I., Bel'tenev V., Dobretsova I. Features of sedimentation at the hydrothermal ore field Pobeda-2 and ore manifestation Pobeda-3 of the Russian exploration area (mid-Atlantic ridge) // Joint Intern. Conf. "MINERALS OF THE OCEAN-9". St. Petersburg: VNIIOkeangeologia, 2018. P. 140–143.

Spencer L.J. On Hopeite and other zinc phosphates and associated minerals from the Broken Hill mines, North-Western Rhodesia // Mineral. Mag. 1908. V. 15. Iss. 68. P. 1–38.

Mineral Composition and Geochemical Zoning of Bottom Sediments of the Pobeda Hydrothermal Cluster (17°07.45' S.S.–17°08.7' S.S. Mid-Atlantic Ridge)

I. F. Gablina^{1, *}, I. G. Dobretzova², E. A. Popova³, O. M. Dara⁴, T. A. Sadchikova¹, N. V. Gor'kova¹, V. V. Mikheev¹

¹Geological Institute Russian Academy of Sciences, Pyzhevsky lane, 7, bld. 1, Moscow, 119017 Russia ²Polar Marine Exploration Expedition, Pobedy str., 24, Lomonosov, Saint Petersburg, 188412 Russia ³VNIIOkeangeologiya, English prosp., 1, Saint Petersburg, 190121 Russia

⁴Shirshov Institute of Oceanology Russian Academy of Sciences, Nakhimovsky prosp., 36, Moscow, 117997 Russia *e-mail: igabl@rambler.ru, gablina.ir@yandex.ru

The paper presents the results of studying the mineral and chemical composition of carbonate, metalliferous and ore-bearing sediments developed within the Pobeda ore cluster based on the materials of the 37L244g, 37L245g and 37L184k stations by chemical, optical, electron microscopic, electron probe and x-ray methods. A comparison was made with the composition of background biogenic carbonate sediments outside the hydrothermal cluster. Various types of mineral and geochemical zoning in the zone of hydrothermal activity are revealed: 1) an increase in the concentration of ore elements down the sediment section, leading to a change from top to bottom of carbonate sediments with ore-bearing ones (St. 37L184k); 2) layer-by-layer enrichment with ore components of sediments (St. 37L244g); 3) the concentration zones are confined to the roof, middle part and bottom of sedimentary deposits (St. 37L245g). The relationship of various types of mineral and geochemical zoning with the physical and chemical parameters of pore waters of metal-bearing and ore-bearing sediments is considered.

Keywords: Mid-Atlantic ridge, biogenic carbonate bottom sediments, hydrothermal fields, metal-bearing and ore-bearing sediments, mineral and geochemical zoning.

УДК 552.5/550.4

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ТУФЫ, КРАСНОЦВЕТНЫЕ И ОБЫЧНО ОКРАШЕННЫЕ ГЛИНИСТЫЕ ПОРОДЫ В РАЗРЕЗАХ ВЕРХНЕГО РИФЕЯ И ВЕНДА СРЕДНЕГО И ЮЖНОГО УРАЛА: СРАВНЕНИЕ ЛИТОГЕОХИМИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК

© 2021 г. А. В. Маслов^{а, b, *}

^а Институт геологии и минералогии СО РАН, просп. Акад. Коптюга, 3, Новосибирск, 630090 Россия ^b Геологический институт РАН, Пыжевский пер., 7, стр. 1, Москва, 119017 Россия *e-mail: amas2004@mail.ru Поступила в редакцию 14.05.2020 г. После доработки 22.06.2020 г. Принята к публикации 15.10.2020 г.

В нижней части отложений верхнего венда Восточно-Европейской платформы широко распространены пачки шоколадно-коричневых глинистых пород (туфоаргиллитов), включающих прослои вулканических туфов – продуктов кислого вулканизма. В разрезах верхнего рифея и венда западных склонов Среднего и Южного Урала присутствуют пачки красноцветных глинистых пород, среди которых в начале 2000-х гг. тоже были установлены вулканические туфы – глиноподобные породы аномальной окраски, не типичной для вмещающих образований: светло-серой с розоватым, кремовым, зеленоватым или стальным оттенком; светло-коричневой с бежевым оттенком и др. Проведен сравнительный анализ литогеохимических характеристик вулканических пепловых туфов, красноцветных и обычно окрашенных глинистых пород с разных стратиграфических уровней верхнего рифея и венда Среднего и Южного Урала для определения признаков возможного присутствия пирокластического/туфогенного материала в красноцветных глинистых отложениях.

Ключевые слова: Средний Урал, Южный Урал, верхний рифей, венд, пирокластика, вулканические туфы, красноцветные глинистые породы, литогеохимия. **DOI:** 10.31857/S0024497X2102004X

К нижней части верхнего венда на Восточно-Европейской платформе приурочены пачки шоколадно-коричневых и пестроокрашенных глинистых пород, содержащие прослои вулканических туфов [Аксенов, Волкова, 1969; Станковский и др., 1977; Гражданкин, 2003 и др.]. Как было показано в публикации [Борхвардт, Фелицын, 1992], туфы представлены преимущественно продуктами кислого вулканизма, а вмещающие их породы являются туфоаргиллитами. Источниками вулканогенного материала традиционно считаются складчатые области Тимана и Урала [Аксенов, Иголкина, 1969; Карта ..., 1983; Вендская система ..., 1985], хотя в последнее время появились и иные представления [Кузнецов и др., 2017].

В разрезах верхнего рифея и венда западных склонов Среднего (серебрянская и сылвицкая серии) и Южного (каратауская и ашинская серии) Урала также присутствуют пачки красноцветных глинистых пород [Младших, Аблизин, 1967; Клюжина, Курбацкая, 1970; Аблизин и др., 1982; Стратотип ..., 1983; Маслов, 1988; Курбацкая и др., 2001: Маслов и др., 2013 и др.]. В начале 2000-х гг. среди них, а также среди зеленовато-серых, серых и серовато-зеленых глинистых пород (которые далее мы будем называть "обычно окрашенными") сылвицкой и ашинской серий были найдены вулканические туфы – глиноподобные породы аномальной окраски, не типичной для вмещающих образований: светло-серые с розоватым, кремовым, зеленоватым или стальным оттенком; светло-коричневые с бежевым оттенком и некоторые другие [Маслов и др., 2004, 2005; Гражданкин и др., 2009, 2010 и др.]. Петрографические и литогеохимические исследования показали, что аномальная окраска не всегда свидетельствует о присутствии пирокластического материала и не может служить надежным критерием для отнесения таких пород к категории вулканических туфов [Маслов и др., 2006]. Также нельзя, очевидно, априори рассматривать любые красноцветные глинистые, алеврито-глинистые или песчано-алеврито-глинистые породы как образования с тем или иным количеством примеси вулканогенного материала.

Целью настоящей работы является сравнение литогеохимических характеристик вулканических пепловых туфов, красноцветных (10YR 5/4, 2.5YR 5/4, 2.5YR 5/1, 5YR 5/3, 5YR 5/1 и др., по Munsell Color System¹) и обычно окрашенных (2.5Y 5/4, 2.5Y 5/1, 5Y 5/3, 5Y 5/1 и др., по Munsell Color System) глинистых образований, присутствующих на многих уровнях верхнего рифея и венда западного склона Среднего и Южного Урала и поиск ответов на вопросы – являются ли они геохимически близкими или различными. и действительно ли (всегда ли) в красноцветных глинистых породах присутствует пирокластический/туфогенный материал?

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ЕГО ИНТЕРПРЕТАЦИИ

Фактический материал

Красноцветные и обычно окрашенные глинистые поролы. образующие самостоятельные пачки или переслаивающиеся с алевролитами и песчаниками, достаточно широко распространены в разрезах верхнего рифея и венда западных склонов Среднего и Южного Урала. Так, на Среднем Урале, в Кваркушско-Каменногорском мегантиклинории, они известны среди отложений серебрянской и сылвицкой серий венда [Аблизин и др., 1982; Клюжина, 1991; Гражданкин и др., 2009; Гражданкин, Маслов, 2015] (рис. 1). Серебрянская серия объединяет танинскую, гаревскую, койвинскую, бутонскую и керносскую свиты. Красноцветные тонкозернистые обломочные породы известны в разрезах койвинской свиты, объединяющей глинистые сланцы, алевролиты и песчаники, а также пестроцветные известняки и доломиты. Для настоящего исследования использовались данные по валовому химическому составу красноцветных и обычно окрашенных мелкозернистых глинистых алевролитов и глинистых сланцев (всего 12 образцов) из разреза койвинской свиты, вскрывающегося в левом борту долины р. Усьвы, в 6–7 км выше устья р. Малый Басег.

Сылвицкая серия включает старопечнинскую, перевалокскую, чернокаменскую и усть-сылвицкую свиты [Гражданкин и др., 2009; и др.]. Старопечнинская свита представлена в нижней части диамиктитами, а в верхней – темноокрашенными песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами. Перевалокская свита объединяет преимущественно серые и темно-серые аргиллиты, алев-

2021

ролиты, песчаники и гравелиты. Чернокаменская свита также сложена песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Усть-сылвицкая свита представлена в основном песчаниками, с маломощными прослоями алевролитов и аргиллитов. Красноцветные тонкозернистые обломочные породы, в том числе с прослоями вулканических туфов (рис. 2), известны в составе старопечнинской и чернокаменской свит [Гражданкин и др., 2009, 2010 и др.]. Вулканические туфы, не связанные с красноцветными терригенными пачками, присутствуют среди отложений перевалокской свиты. В данной работе подобные туфы рассмотрены на примере разреза крутихинской подсвиты чернокаменской свиты, вскрывающегося на левом берегу р. Усьвы несколько выше скалы Мултык [Гражданкин и др., 2010], в котором было отобрано 17 образцов.

Кроме того, нами исследованы литогеохимические особенности пепловых туфов (14 образцов), которые присутствуют как среди обычно окрашенных, так и среди красноцветных отложений старопечнинской, перевалокской и чернокаменской свит в разрезах правых притоков р. Чусовой (по рр. Сылвице, Усьве, Межевой Утке и Серебрянке).

На западном склоне Южного Урала в Башкирском мегантиклинории пачки красноцветных терригенных пород можно видеть в разрезах бирьянской и бедерышинской подсвит зильмердакской свиты, а также инзерской свиты верхнерифейской каратауской серии [Маслов, 1988; Маслов и др., 2001а]. Для целей нашей работы был изучен валовый химический состав красноцветных и обычно окрашенных глинистых сланцев (11 образцов), присутствующих в разрезе бедерышинской подсвиты на правом борту долины р. Лемеза, несколько ниже д. Искушта [Маслов и др., 2001б, с. 48–51].

Красноцветные и обычно окрашенные аргиллиты ашинской серии распространены во многих разрезах басинской и зиганской свит. Литогеохимические особенности этих разновидностей аргиллитов проанализированы на примере разрезов 105-106 км автотрассы Уфа-Инзер (8 образцов) и на северной окраине г. Усть-Катав [Маслов, Гражданкин, 2011] (24 образца) (рис. 3).

Как показали микроскопические исследования, вулканические пепловые туфы в основном состоят из фрагментов вулканических пород и стекла (размер обломков 0.02-0.20 мм), а также плагиоклазов [Маслов и др., 2006]. Обломки базальтов и андезибазальтов имеют угловатую или угловато-округлую форму; характеризуются тонкой микролитовой, гиалиновой и интерсертальной структурой; иногда в них можно видеть многочисленные мелкие поры. Кристаллы плагиоклаза идиоморфные, с угловатыми контурами.

¹ Munsell Color System (колориметрическая система Манселла) – цветовое пространство, в котором цвет описывается с помощью трех чисел – цветового тона, значения (светлоты) и хромы (насыщенности). Разработано профессором А. Манселлом в начале ХХ века [Красильников, 2011].

МАСЛОВ



Рис. 1. Обзорная схема (по [Пучков, 2010], с изменениями) и сводные стратиграфические колонки отложений верхнего рифея и венда западного склона Южного (I) и Среднего (II) Урала.

МСШ – Международная стратиграфическая шкала, ОСШР – Общая стратиграфическая шкала России. Звездочками в колонках отмечены литостратиграфические единицы, о которых идет речь в настоящей работе.

1 — Предуральский краевой прогиб; 2 — Западно-Уральская зона; 3 — Центрально-Уральская зона; 4 — Тагило-Магнитогорская зона; 5 — Восточно-Уральская зона; 6 — Зауралье; 7 — Платиноносный пояс; 8 — Главная гранитная ось; ГУР — Главный Уральский разлом.

Некоторые из них нацело замещены тонкочешуйчатым серицитом, хлоритом, пренитом и, возможно, монтмориллонитом, но есть и почти свежие разности. Обломки стекла угловатые или округлые, часто мелкопористые. Поры заполнены тонкодисперсным глинистым веществом, реже агрегатами хлорита или пренита. Вулканическое стекло обычно замещено глинистыми или рудными минералами. В туфах также встречаются округлые агрегаты хлорита и редкие зерна обломочного кварца. Все перечисленные обломочные компоненты в различной степени замещены глинистыми минералами (возможно, с существенной долей смектита). Иногда в туфовых прослоях наблюдаются признаки градационной сортировки обломочного материала.

Породы, вмещающие туфовые прослои, представлены шоколадно-коричневыми или зеленовато-серыми глинистыми сланцами и мелкозернистыми глинистыми алевролитами. Под микроскопом видно, что первые сложены очень тонким глинистым материалом, почти непрозрачным вследствие интенсивной пропитки тонкодисперсным гематитом. В глинистой основной массе рассеяны редкие неокатанные зерна кварца и листочки мусковита, иногда встречаются пластинки хлоритоида. Наблюдается неотчетливая микрослоистость, иногда подчеркнутая неравномерной окраской слойков. Погасание глинистой основной массы однородное, двупреломление низкое, направление погасания совпадает с микрослоистостью. В глинистых алевролитах основная масса сложена тонкочешуйчатым хлоритом и иллитом и характеризуется однородно ориентированным погасанием. Содержание алевритовых зерен кварца не превышает 5–7%. Мелкозернистые алевролиты характеризуются прерывисто-линзовидной слоистостью, которая образована чередованием микрослойков с переменным соотношением глинистого материала и алевритовых зерен кварца.

Рентгенофазовый анализ образцов вулканических пеплов, красноцветных и обычно окрашенных глинистых пород выполнен в ИГГ УрО РАН (г. Екатеринбург) при помощи рентгеновского дифрактометра XRD-7000 ("Shimadzu", Япония); съемка проводилась в фильтрованном Си излучении, в области углов 3°-70°, со скоростью 1°/мин (аналитики – Т.Я. Гуляева и А.Д. Рянская). Для всех проб проведено исследование ориентированных препаратов в трех состояниях: 1) воздушно-сухом (область углов – $3^{\circ}-20^{\circ}$); 2) после обра-ботки этиленгликолем ($3^{\circ}-13^{\circ}$); 3) после прокаливания при 600°C (3°-13°). Термический анализ (ДТА) выполнен там же (аналитики – Н.С. Упорова и В.Г. Петрищева) на термоанализаторе NETZSCH STA 449 F5 Jupiter (Германия). Полуколичественное определение содержания мине-

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ТУФЫ



Рис. 2. Прослои вулканических пепловых туфов (прослои с аномальной окраской, показаны стрелками) среди красноцветных глинистых пород венда западных склонов Среднего (старопечнинская, перевалокская и чернокаменская свиты) (а–г) и Южного (зиганская свита) (д, е) Урала. Изображения (в) и (г) заимствованы из работы [Маслов и др., 2006].

ральных фаз в образцах проводилось с использованием справочных данных (ДТА) и программного комплекса SIROQUANT (рентгенофазовый анализ). Определение содержания основных породообразующих оксидов, редких и рассеянных элементов во всех указанных образцах проводилось в Институте геологии и геохимии УрО РАН (г. Ека-



Рис. 3. Обычно окрашенные (а, б) и красноцветные (в–д) глинистые породы в разрезе зиганской свиты венда на северной окраине г. Усть-Катав.

теринбург) методами РФА и ICP-MS (аналитики – Н.П. Горбунова, Г.М. Ятлук, Г.С. Неупокоева, О.П. Лепихина, О.Ю. Попова, Д.В. Киселева, Н.Н. Адамович, Н.В. Чередниченко, О.А. Березикова и Л.К. Дерюгина). При сравнении валового химического состава обычно окрашенных и красноцветных глинистых пород использовались только результаты анализов с низкими (менее 5 мас. %) потерями при прокаливании (ппп); для характеристики литогеохимических особенностей вулканических пеплов – все результаты анализов.

Литогеохимический подход к диагностике вулканогенной примеси в осадочных породах

Диагностика вулканогенной примеси в осадочных породах, в том числе "камуфлированной" пирокластики, является одной из наиболее актуальных задач литохимии [Юдович, Кетрис, 2000; и др.]. Решение этой задачи для конкретных регионов возможно при использовании литогеохимического подхода и его различных приемов, существенно дополняющих возможности традиционных петрографических методов исследования.

Так, на присутствие вулканогенной примеси в осадочных породах могут указывать: повышенная магнезиальность (MgO > 3 мас. %); повышенная щелочность ($(Na_2O + K_2O) > 8$ мас. %); соотношение величин ряда геохимических модулей²: положительная корреляция фемического и титанового (ФМ и ТМ), титанового и железного (ТМ и ЖМ), а также отрицательная корреляция нормированной шелочности и фемического (НКМ и Φ M). Кроме того, высокие значения отношения MgO/CaO, модулей ЩМ, ТМ и ЖМ и некоторых лругих инликаторов также лают основание прелполагать присутствие в составе "внешне обычных осадочных пород" вулканогенной примеси [Юдович, Кетрис, 2000, 2015 и др.; Диагностика ..., 2012 и др.].

Однако, несмотря на существующее мнение о том, что для диагностики продуктов вулканизма в осадочных породах в большей или меньшей мере информативными являются большинство генетических модулей и целый ряд модульных диаграмм [Юдович и др., 1984], выбор наиболее "подходящих" из них делается, как правило, эмпирически. Например, присутствие в породах эксгалятивных компонентов, таких как Fe и Mn, а также полевошпатовой пирокластики хорошо видно на графике зависимости (НМ + КМ)–ЖМ. Пирокластика основного состава с повышенным содержанием TiO₂ приводит к заметному росту значений ТМ и ЖМ в глинистых породах, увеличивается также и содержание MnO [Юдович и др., 2018]. А.В. Сочава с соавторами [1992] показали, что о примеси подобного материала в осадочных породах свидетельствуют высокие величины модулей КМ, ТМ и ЖМ, а также высокое содержа-

ние $Fe_2O_3^*$ (это суммарное железо как Fe_2O_3) и TiO_2 . Участие в осадочном процессе кислой пирокластики, напротив, сопровождается заметным понижением модуля TM, которое происходит на фоне минимальных величин содержания TiO_2 и максимальных — щелочей [Юдович и др., 2018]. По данным [Юдович и др., 2018], осадочные породы с примесью пирокластики характеризуются следующими особенностями: положи-

тельной корреляцией TiO_2 и $Fe_2O_3^*$, TiO_2 и ΦM , а также TiO_2 и $(Na_2O + K_2O)$ или TiO_2 и K_2O . Для туффоидов, т.е. пород с примесью вулканогенно-го материала, придающего их химическому соста-

ву некоторую аномальность [Юдович, Кетрис, 2000 и др.], характерна положительная корреляция ТМ и ЖМ. При положительной корреляции ЖМ и ТМ, а также $Na_2O/K_2O > 1$, в осадочных породах можно предполагать присутствие пирокластики базальтового и андезибазальтового состава. Вместе с тем, следует иметь в виду, что "... корреляционные связи титана в туффоидах ... изменчивы" [Юдович и др., 2018, с. 366].

Значения KM \geq 0.31, (KM + HM) > 0.40 и AM > 0.27 могут указывать на присутствие в тонкозернистых обломочных породах калиевого полевого шпата или кислой пирокластики. В работе [Юдович и др., 1986] отмечено, что содержание в глинистых породах Na₂O > 3 мас. % указывает на присутствие в них значительного количества кислого плагиоклаза, тогда как значимая положительная корреляция K₂O и TiO₂, K₂O и MgO, повышенное содержание Mn, P, Ni и Zn могут свидетельствовать о присутствии в них щелочнобазальтовой пирокластики.

В целом, как отмечено в работе [Юдович, Кетрис, 2000], туффоиды основного состава надежно диагностируются по повышенной магнезиальности, железистости, титанистости, высоким величинам фемического и натриевого модулей. Туффоиды кислого состава характеризуются повышенной общей щелочностью, существенно пониженной титанистостью, а также, в ряде случаев, "контрастными значениями ЩМ".

Исследование валового химического состава пород вулканогенных (красноцветных, см. выше) пачек в венде Восточно-Европейской платформы позволило авторам публикации [Борхвардт, Фелицын, 1992] выделить два петрохимических типа туфов: 1) кремнистые (SiO $_2$ > 75, Al $_2$ O $_3$ – 7...11 мас. %), которые слагают основной объем туфогенных горизонтов, и 2) высокоглиноземистые (SiO₂ – 47...61, A1₂O₃ – 15...30 мас. %). Показано, что на диаграмме Zr-Si/Al точки составов терригенных пород и туфов образуют разные поля. Однако использование этой диаграммы для подтверждения присутствия в осадочных породах пирокластики ограничено ситуациями, когда пирокластические компоненты уже подверглись вторичным изменениям, и произошла трансформация их первичного химического состава. В противном случае точки вулканических пеплов среднего и кислого состава локализованы на диаграмме Si/Al–Zr в поле осадочных пород. Установлено также, что спектры распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) в кремнистых туфах подобны спектрам их распределения в обычных глинистых сланцах.

В разрезе венда Приднестровья А.В. Сочава с соавторами [1992] установили ряд геохимических рубежей. В частности, в зиньковских слоях ярышеской свиты, сложенных в том числе и туфоген-

 $^{^{2}}$ Геохимические модули: ФМ – фемический (Fe₂O₃^{*} + + MgO)/SiO₂, ТМ – титановый (TiO₂/Al₂O₃), ЖМ – же-

лезный ($Fe_2O_3^* + MnO$)/($Al_2O_3 + TiO_2$), НКМ – нормированной шелочности ($Na_2O + K_2O$)/ Al_2O_3 , ЩМ – щелочной Na_2O/K_2O ; НМ – натриевый модуль Na_2O/Al_2O_3 ; КМ – калиевый K_2O/Al_2O_3 ; АМ – алюмокремниевый Al_2O_3 /SiO₂ [Юдович, Кетрис, 2000].



Рис. 4. Минеральный состав прослоев вулканических пепловых туфов, присутствующих в разрезах перевалокской (обр. Pr-1) и чернокаменской (образцы Ск-3 и Мz-16-6) свит сылвицкой серии. 1 – кварц; 2 – плагиоклаз; 3 – гематит; 4 – иллит; 5 – смешанослойные образования; 6 – хлорит; 7 – рентгеноаморфная фаза; 8 – гетит; 9 – пирит; 10 – мусковит; 11 – кальцит; 12 – доломит.

ными алевролитами, величина отношения Ti/Al заметно выше, чем в перекрывающих отложениях, что связано, вероятно, с высоким содержанием в них титанистых минералов – индикаторов присутствия в породах пирокластики основного состава. По данным Т.М. Сокур [2019 и др.], "камуфлированная" пирокластика присутствует здесь практически по всему разрезу венда. Для реконструкции ее первичного состава автором использована диаграмма TAS [Igneous Rocks ..., 2002]. На ней точки с составами аргиллитов ломозовских и зиньковских слоев группируются в областях вулканитов основного и среднего состава (базальты, трахибазальты, базальтовые трахиандезиты, трахиандезиты). Точки аргиллитов ямпольских слоев на указанной диаграмме расположены в областях пород ультраосновного и основного состава (пикритобазальты и базальты), тогда как в глинистых породах лядовских слоев присутствует как основная, так и средняя пирокластика. Аргиллиты бернашевских слоев содержат, в основном, пирокластику среднего состава, а бронницких – преимущественно кислого (дациты и риолиты) и т.д.

Формат журнальной статьи не позволяет дать обзор всех литогеохимических методов и приемов, используемых для диагностики вулканогенной примеси в осадочных породах. Более полную информацию можно найти в публикациях [Юдович, Кетрис, 1988, 2015; Савельев и др., 2008; Диагностика ..., 2012; Юдович и др., 2018 и др.].

ЛИТОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ТУФОВ, КРАСНОЦВЕТНЫХ И ОБЫЧНО ОКРАШЕННЫХ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД СРЕДНЕГО И ЮЖНОГО УРАЛА

Вулканические туфы

По данным рентгенофазового анализа, в пепловых туфах постоянно присутствуют кварц и плагиоклаз, количество которых изменяется соответственно от 2 до 39% и от 10 до 63%. Содержание остальных компонентов (иллит, хлорит, мусковит, смешанослойные образования типа иллит-монтмориллонит, кальцит, доломит, гематит, гетит и пирит) варьирует от 0 до 25% (мусковит и смешанослойные), иногда до 45% (иллит) (рис. 4).

Среднее содержание TiO_2 в вулканических туфах нашей выборки равно 1.48 мас. %. Содержание $\text{MgO}_{\text{среднее}}$ в них составляет 2.10 мас. %, тогда как в среднем постархейском австралийском глинистом сланце (PAAS) — 2.20 мас. % [Taylor, Mc-Lennan, 1985]. Сумма щелочей в исследованных вулканических туфах несколько выше 7.20 мас. %.

Средняя величина ГМ³ в пепловых туфах – 0.46 \pm 0.08 (от 0.34 до 0.55), тогда как значение гидролизатного модуля в РААЅ – 0.43. Среднее значение модуля ТМ в пепловых туфах примерно на 30% выше, чем в РААЅ (0.077 против 0.053).

³ ГМ – гидролизатный модуль (Al₂O₃ + TiO₂ + Fe₂O₃^{*} + MnO)/ SiO₂ [Юдович, Кетрис, 2000].



Рис. 5. Положение точек состава вулканических туфов, обычно окрашенных и красноцветных глинистых пород различных

уровней верхнего рифея и венда Среднего и Южного Урала на диаграмме (Na₂O + K₂O)/Al₂O₃-(Fe₂O₃^{*} + MgO)/SiO₂. а – зиганская свита; б – крутихинская подсвита чернокаменской свиты; в – бедерышинская подсвита зильмердакской свиты; г – койвинская свита.

1 – вулканические туфы; 2 – обычно окрашенные глинистые породы; 3 – красноцветные глинистые породы; 4 – поле точек зелено- и сероцветных глин; 5 – поле точек красноцветных аргиллитов, глинистых сланцев и тонкозернистых обломочных пород.

Поля глин: І – преимущественно каолинитовых; II – преимущественно смектитовых с примесью каолинита и иллита; III – преимущественно хлоритовых с примесью Fe-иллита; IV – хлорит-иллитовых; V – хлорит-смектит-иллитовых; VI – иллитовых со значительной примесью дисперсных полевых шпатов.

Минимальное и максимальное значения модуля ЖМ в туфах – 0.13 и 0.79; при этом значение ЖМ_{среднее} – 0.33 \pm 0.21, что примерно соответствует величине ЖМ в постархейском австралийском глинистом сланце (0.36). Средняя величина ФМ в пепловых туфах (0.14 \pm 0.05) практически не отличается от ФМ_{РААS} (0.15). Наконец, средняя величина НКМ в нашей выборке пепловых туфов заметно выше чем в РААS (0.39 \pm 0.04 против 0.26).

На классификационной диаграмме (Na₂O +

+ K₂O)/Al₂O₃-(Fe₂O₃^{*} + MgO)/SiO₂ (диаграмма НКМ-ФМ [Юдович, Кетрис, 2000]) все точки пепловых туфов из нашей коллекции сосредоточены в области VI (иллитовые со значительной примесью дисперсных полевых шпатов глины) (рис. 5а).

Сравнение величин содержания основных породообразующих оксидов в исследованных нами пепловых туфах с PAAS показывает, что оксиды кремния, алюминия, магния, кальция и калия в них содержатся в сопоставимых количествах (0.92–1.02 PAAS) (рис. 6а). Величина FeO_{среднее} в пепловых туфах составляет 0.80 PAAS; в них отмечается несколько более высокое в среднем содержание P_2O_5 (1.18 PAAS), а среднее содержание Na₂O почти в три раза выше – 2.96 PAAS (мини-мальное – 1.00 PAAS, максимальное – 5.25 PAAS).

Для пепловых туфов характерна отчетливо выраженная отрицательная корреляция TiO₂ и ЖМ,

TiO₂ и Fe₂O₃^{*}, TiO₂ и ФМ (r = -0.54, -0.46, -0.48 соответственно) (рис. 7), тогда как между TiO₂ и ГМ, напротив, существует положительная взаимосвязь (r = 0.59). Корреляция TiO₂ и K₂O не наблюдается (r = -0.07), не обнаруживается тесной связи между ТМ и ЖМ (r = -0.07), ТМ и ФМ (r = -0.07), а также ФМ и НКМ (r = 0.04).

Средняя величина (La/Yb)_N⁴, рассчитанная для нашей выборки пепловых туфов, составляет 7.13 ± 2.90 (рис. 8а). При этом в 2 из 14 образцов установлены значения (La/Yb)_N < 4.50, т.е. они сложены преимущественно материалом, близким по составу основным магматическим породам. В 5 образцах $(La/Yb)_N < 6.00$, следовательно, они также могут содержать основную или среднюю пирокластику; в 6 образцах значения (La/Yb)_N изменяются от 6.00 до 10.00, и в 1 образце (La/Yb)_N составляет 15.35. Средняя для выборки величина отрицательной европиевой аномалии -0.73 ± 0.08 , при этом разброс минимальных и максимальных значений Eu/Eu* довольно существенный (от 0.61 до 0.81). Такие же широкие вариации характерны для параметра (Gd/Yb)_N: минимальное значение – 1.27, максимальное - 4.45 (обр. Pr-1).

Нормирование концентраций редких и рассеянных элементов в пепловых туфах к их концентрациям в PAAS позволяет видеть, что в туфах повышено среднее содержание Sc, Y, Sm, Ho, а также Pb (рис. 9а). Элементы Cu, Zr, Nd, Er...Lu и Hf присутствуют в концентрациях 1.22...1.46 PAAS. В пепловых туфах среднее содержание Cr, Sr, Mo, Cs и Th существенно ниже, чем в PAAS; к этим элементам примыкают Co, Ni и Ba со средним содержанием 0.71...0.80 PAAS.

По сравнению с позднепротерозойским известково-щелочным базальтом [Condie, 1993] пепловые туфы содержат значительно больше Rb, Y, Zr, Nb, La...Tb, Yf, Pb, Th, U, а также характеризуются более заметными концентрациями Ba и Yb (рис. 10a). В то же время среднее содержание Cr, Co, Ni и Sr в туфах отличается от содержания перечисленных элементов в базальтах в 0.11– 0.53 раза, а среднее содержание V в пепловых туфах ниже в 0.66 раза.

Относительно среднего состава позднепротерозойского андезита [Condie, 1993] пепловые туфы в среднем содержат значительно больше (в 1.53–3.59 раза) Rb, Y, Zr, Nb, La...Lu, Hf, Pb, Th



Рис. 6. Содержание основных породообразующих оксидов в вулканических туфах, в обычно окрашенных и красноцветных глинистых породах различных уровней верхнего рифея и венда Среднего и Южного Урала, нормированное по PAAS.

а – все туфы исследованной выборки и глинистые породы зиганской свиты; б – крутихинская подсвита чернокаменской свиты; в – бедерышинская подсвита зильмердакской свиты; г – койвинская свита.

(см. рис. 10б). В них установлены несколько более высокие концентрации Sc (1.38) и U (1.30), тогда как содержание элементов Cr, Co и Sr в 0.33–0.52 раза ниже, чем в позднепротерозойском андезите.

Кислые позднепротерозойские вулканические породы [Condie, 1993] содержат существенно меньше Sc, V, Cr, Co, Ni, Nd...Tb, Pb и U, а также несколько меньше Y и Yb, по сравнению с исследованными вулканическими пеплами (см. рис. 10в).

2021

⁴ Здесь и далее все параметры спектров редкоземельных элементов при нормировании на хондрит, рассчитаны по данным, приведенным в работе [Taylor, McLennan, 1985].



Рис. 7. Корреляция в парах геохимических модулей и содержании оксидов титана и калия в вулканических туфах исследованной выборки.



Рис. 8. Нормированные по хондриту спектры распределения редкоземельных элементов в вулканических туфах, в обычно окрашенных и красноцветных глинистых породах различных уровней верхнего рифея и венда Среднего и Южного Урала. а – все туфы исследованной выборки (линии внутри серого поля – спектры РЗЭ индивидуальных образцов); б – зиганская свита; в – крутихинская подсвита чернокаменской свиты; г – басинская свита; д – бедерышинская подсвита зильмердакской свиты; е – койвинская свита.

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ № 2 2021



Sc V Cr Co Ni Cu Zn Ga Rb Sr Y Zr NbMo Cs Ba La Ce Pr Nd Sm Eu Gd Tb Dy Ho Er Tm Yb Lu Hf Pb Th U

(e)

Рис. 9. Нормированные по PAAS спектры распределения редких и рассеянных элементов в вулканических туфах, в обычно окрашенных и красноцветных глинистых породах различных уровней верхнего рифея и венда Среднего и Южного Урала.

а – все туфы исследованной выборки; б – зиганская свита; в – крутихинская подсвита чернокаменской свиты; г – басинская свита; д – бедерышинская подсвита зильмердакской свиты; е – койвинская свита.

0.1 10

1

0.1



Рис. 10. Сравнение величин содержания редких и рассеянных элементов в вулканических туфах исследованной выборки и в позднепротерозойских среднем известково-щелочном базальте (а), среднем андезите (б) и средней кислой вулканической породе (в) (все – по [Condie, 1993]). Количество столбиков в ячейке каждого элемента соответствует количеству проанализированных проб.

В то же время в них, по сравнению с пеплами, больше Sr (170 против 103 г/т) и Ва (900 против \sim 460 г/т).

Красноцветные

и обычно окрашенные глинистые породы

Среднее содержание TiO_2 в обычно окрашенных аргиллитах <u>зиганской свиты</u>, отобранных в разрезе на северной окраине г. Усть-Катав, составляет 0.80 мас. %; примерно такое же содержание $TiO_{2среднее}$ (0.77 мас. %) характерно и для красноцветных аргиллитов. В обычно окрашенных глинистых породах содержание $MgO_{среднее}$ составляет ~3.00 мас. % (в PAAS – 2.20 мас. %), а средняя сумма щелочей ~5.50 мас. %, что несколько выше, чем в PAAS (4.90 мас. %). В красноцветных аргиллитах $MgO_{среднее}$ составляет 3.13 мас. %, тогда как (K_2O + $Na_2O)_{среднее}$ в них примерно 5.28 мас. %.

Величина гидролизатного модуля ГМ в обычно окрашенных аргиллитах зиганской свиты варьирует от 0.39 до 0.43. В красноцветных разностях аргиллитов величина ГМ_{среднее} составляет 0.43 ± 0.01 , а величина ГМ, рассчитанная для РААЅ, - 0.43. Титановый модуль в обычно окрашенных аргиллитах 0.045-0.048, в красноцветных аргиллитах 0.039-0.049, при этом средние значения ТМ в них практически равны (0.046 ± ± 0.001 и 0.046 ± 0.003), а в PAAS значение TM несколько выше (0.053). Среднее значение модуля ЖМ в обычно окрашенных аргиллитах зиганской свиты вполне сопоставимо с величиной ЖМ, рассчитанной для PAAS (0.37 \pm 0.04 и 0.36 соответственно); в красноцветных аргиллитах значение этого параметра заметно выше (0.47 ± 0.03). В последних установлено несколько более высокое среднее значение ФМ по сравнению с обычно окрашенными аргилллитами и PAAS (0.19 ± 0.01 против 0.16 ± 0.01 ; $\Phi M_{PAAS} = 0.15$). Средние величины модуля НКМ в аргиллитах обоих литотипов очень близки (обычно окрашенные -0.32 ± 0.01 , красноцветные – 0.31 ± 0.03), в РААЅ модуль НКМ равен 0.26. В целом, по большинству параметров обычно окрашенные и красноцветные аргиллиты зиганской свиты вполне сопоставимы.



Рис. 11. Корреляция в парах геохимических модулей и содержании оксидов титана и калия в обычно окрашенных и красноцветных глинистых породах зиганской свиты.

На диаграмме $(Na_2O + K_2O)/Al_2O_3 - (Fe_2O_3^* + MgO)/SiO_2$ точки составов обычно окрашенных и красноцветных аргиллитов зиганской свиты локализованы, в основном, в области V (хлоритсмектит-иллитовые глины). Значительная часть точек обоих литотипов образует единое компактное поле (см. рис. 5а).

Нормированные по PAAS концентрации основных породообразующих оксидов в красноцветных и в обычно окрашенных аргиллитах демонстрируют заметное сходство. В обоих литотипах установлено сопоставимое с PAAS содержание оксидов кремния, титана, алюминия и фосфора, а также несколько более высокое, по сравнению с PAAS, содержание оксидов магния и калия и существенно более низкое – кальция и натрия (см. рис. 6а).

Рассчитанные величины модулей Страхова и Бострёма для двух типов аргиллитов зиганской свиты также вполне сопоставимы: в обычно окрашенных — 10 ± 1 и 0.66 \pm 0.02, в красноцветных — 12 ± 1 и 0.61 \pm 0.02. Эти цифры позволяют предполагать, что эксгаляционный материал в обоих типах аргиллитов отсутствует, поскольку они выходят за пределы пороговых значений 25 [Страхов, 1976] и 0.4 [Boström, 1973], отделяющих породы с примесью эксгалятивных компонентов от обычных осадочных пород.

Для обычно окрашенных аргиллитов характерна хорошо выраженная положительная корреляция TiO₂ и K₂O (r = 0.70), TiO₂ и ГМ (r = 0.72), TM и ФМ (r = 0.59). Менее сильная, но также положительная корреляция наблюдается между ФМ и HKM (r = 0.39). Величины TiO₂ и ЖМ, TiO₂ и

 $Fe_2O_3^*$, а также TiO₂ и ФМ слабо связаны: корреляция положительная или отрицательная (r = -0.06, r = 0.12 и r = -0.05 соответственно) (рис. 11).

В красноцветных аргиллитах наблюдается сильная или умеренная положительная корреляция TiO_2 и K_2O (r = 0.81), TiO_2 и ΓM (r = 0.59), TiO_2 и $Fe_2O_3^*$ (r = 0.30), TiO_2 и ΦM (r = 0.41), а также TM

 1 С 2 О 3 (r = 0.50), 1 ПО 2 и ФМ (r = 0.41), а также 1 М и ЖМ (r = 0.53), 1 ТМ и ФМ (r = 0.55). Очень слабая положительная корреляция характерна для 1 С 2 и ЖМ (r = 0.18), ФМ и НКМ (r = 0.16).

Нормированные по PAAS концентрации редких и рассеянных элементов в обычно окрашенных и красноцветных аргиллитах зиганской свиты не обнаруживают каких-либо принципиальных отличий (см. рис. 9б). Оба литотипа характеризуются весьма низкими концентрациями Cu, Sr, Mo, Ba и Pb, по сравнению с PAAS, тогда как большинство других элементов присутствует в исследованных аргиллитах в количествах, сопоставимых с постархейским австралийским глинистым сланцем.

Среднее значение суммы РЗЭ (при исключении аномального образца т-09-08-1) в обычно окрашенных аргиллитах составляет 175.29 ± \pm 48.24 г/т. Примерно такое же среднее значение $(165.89 \pm 51.73 \, \text{г/т})$ получено и для красноцветных аргиллитов (минимальное 84.83, максимальное 261.45 г/т). Вполне сопоставимыми в них являются также и средние значения (La/Yb)_N и Eu/Eu*: в обычно окрашенных аргиллитах -7.80 ± 2.35 и 0.71 ± 002 , в красноцветных аргиллитах — 7.22 ± ± 2.05 и 0.70 ± 0.02 . Примечательно, что обе выборки аргиллитов характеризуются значительным разбросом минимальных и максимальных значений параметра (La/Yb)_N: в зеленых и сероцветных аргиллитах – 4.73–11.70, в красноцветных аргиллитах – 3.64–11.51. В целом, нормированные на хондрит спектры распределения РЗЭ в аргиллитах двух исследованных литотипов принципиально не отличаются от спектра P3Э в PAAS (см. рис. 8б).


Рис. 12. Минеральный состав глинистых пород крутихинской подсвиты чернокаменской свиты: обычно окрашенных (обр. Us-81-1) и красноцветных (обр. Us-81-4). 1 – кварц; 2 – плагиоклаз; 3 – калиевый полевой шпат; 4 – иллит; 5 – хлорит; 6 – смешанослойные образования; 7 –

1 – кварц; 2 – плагиоклаз; 3 – калиевый полевой шпат; 4 – иллит; 5 – хлорит; 6 – смешанослойные образования; 7 – мусковит; 8 – кальцит; 9 – доломит; 10 – рентгеноаморфная фаза; 11 – гетит; 12 – пирит; 13 – гематит.

По данным рентгенофазового анализа, обычно окрашенные глинистые породы, присутствующие в разрезе крутихинской подсвиты чернокаменской свиты на левом берегу р. Усьвы, несколько выше скалы Мултык, сложены преимущественно иллитом (27-40%), кварцем (27-34%), плагиоклазами (5-20%) и хлоритом (10-17%). В них также присутствуют смешанослойные образования типа иллит-смектит (0-12%) и калиевые полевые шпаты (0-5%) (рис. 12а). Примерно такой же минеральный состав характерен для красноцветных аргиллитов: иллита 29–38%, кварца 15-36%, смешанослойных образований 7-20%, калиевых полевых шпатов 2-5%. Хлорит и гетит присутствуют в переменных количествах (соответственно 0-12 и 0-2%). Постоянным компонентом в красноцветных разностях, в отличие от обычно окрашенных аргиллитов, является гематит (3-7%) (см. рис. 12б).

Среднее содержание TiO_2 в обычно окрашенных аргиллитах крутихинской подсвиты несколько ниже, чем содержание TiO_2 в PAAS (0.91 против 1.0 мас. %); среднее содержание MgO в них также более низкое (1.95 против 2.20 мас. %), а (K_2O + Na₂O)_{среднее} — более высокое (соответственно 5.64 против 4.90 мас. %). В красноцветных аргиллитах эти параметры (0.88, 1.98 и 5.67 мас. % соответственно) вполне сопоставимы с обычно окрашенными глинистыми породами.

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ № 2 2021

Зеленые и сероцветные глинистые породы крутихинской подсвиты характеризуются сопоставимыми с PAAS средними величинами TM $(0.052 \pm 0.003 \text{ и} 0.053)$, $\Phi M (0.16 \pm 0.02 \text{ u} 0.15)$, $\Gamma M (0.43 \pm 0.02 \text{ u} 0.43)$ и $\Phi T M (0.18 \pm 0.09 \text{ u} 0.16)$. Средние значения модулей ЖМ и HKM в них несколько выше (соответственно 0.41 ± 0.04 против $0.36 \text{ u} 0.32 \pm 0.02$). Красноцветные аргиллиты характеризуются сходными значениями перечисленных модулей, за исключением более высокого в них среднего значения ЖМ, по сравнению с обычно окрашенными аргиллитами (0.50 ± 0.06 против 0.41 ± 0.04).

На диаграмме (Na₂O + K₂O)/Al₂O₃-(Fe₂O₃^{*} + MgO)/SiO₂ поля точек с составами обычно окрашенных и красноцветных аргиллитов крутихинской подсвиты полностью перекрываются и тяготеют к границе классификационных областей V (хлорит-смектит-иллитовые глины) и VI (иллитовые глины со значительной примесью дисперсных полевых шпатов) (см. рис. 56).

Нормированные по PAAS величины содержания основных породообразующих оксидов в обычно окрашенных и красноцветных аргиллитах также указывают на существенное геохимическое сходство обоих литотипов (см. рис. 6б). Для обеих разностей характерны значительный дефицит CaO (0.26 ± 0.07 и 0.28 ± 0.06 PAAS) и не-

сколько повышенное среднее содержание Na₂O (1.29 ± 0.14 и 1.26 ± 0.12). В красноцветных аргиллитах установлено несколько более высокое, по сравнению с обычно окрашенными, содержание FeO (соответственно 1.21 ± 0.14 и 1.04 ± 0.09).

Средние значения модулей Страхова и Бострёма, рассчитанные для обоих литотипов, также сопоставимы (обычно окрашенные аргиллиты — 10 ± 1 и 0.64 \pm 0.02, красноцветные — 12 ± 1 и 0.59 \pm 0.03). Их абсолютные величины указывают на отсутствие в породах обоих литотипов эксгалятивных компонентов.

Для обычно окрашенных глинистых пород крутихинской подсвиты характерна отрицательная корреляция содержания TiO₂ и величин модулей ЖМ (r = -0.19), ГМ (r = -0.48) и ФМ (r = -0.34). Отрицательная корреляция наблюдается между величинами содержания TiO₂ и K₂O (r = -0.24), а также TiO₂ и Fe₂O₃^{*} (r = -0.40) в

(г = 0.24), а наже Пю₂ и Гс₂о₃ (г = 0.46) в обычно окрашенных породах. Корреляционная связь модулей ТМ и ЖМ в них отсутствует (r = = 0.09), а пара ТМ и ФМ характеризуется слабой отрицательной связью (r = -0.18). Для красноцветных аргиллитов характерна положительная корреляция TiO₂ и ЖМ (r = 0.65), TiO₂ и ГМ (r = = 0.63), TiO₂ и ФМ (r = 0.73). Корреляция содержаний оксидов титана и калия – умеренная отрицательная (r = -0.47), а TiO₂ и Fe₂O₃^{*} – выраженная положительная (r = 0.72). Положительная корреляция разной силы наблюдается в парах модулей ТМ и ЖМ (r = 0.68), ТМ и ФМ (r = 0.39), тогда как в паре ФМ и НКМ – корреляция слабая отрицательная (r = -0.35).

Сопоставление нормированных на PAAS величин содержания редких и рассеянных элементов в обычно окрашенных и красноцветных аргиллитах также позволяет видеть их заметное сходство. Для обоих литотипов характерны пониженные относительно PAAS величины содержания Cu, Sr, Mo, Cs, Ba и Pb, а также пониженные концентрации V, Co, Ni и U (см. рис. 9в). В то же время содержание Sc, Cr, Y, Nb и всех лантаноидов как в обычно окрашенных аргиллитах, так и в красноцветных разностях несколько выше, чем в среднем австралийском постархейском сланце.

Глинистые породы этих двух литотипов характеризуются близкими средними значениями параметра (La/Yb)_N: 9.64 \pm 1.81 (5.50...11.24) и 10.26 \pm 1.22 (8.68...12.59) в обычно окрашенных и красноцветных аргиллитах соответственно. Сопоставимы в них также и средние значения параметра (Gd/Yb)_N: (1.70 \pm 0.45, 0.96...2.49 и 1.81 \pm \pm 0.13, 1.59...1.96) и Eu/Eu* (0.62 \pm 0.05, 0.56...0.74 и 0.62 \pm 0.02, 0.60...0.67). Нормированные по хондриту спектры распределения РЗЭ в них близко напоминают спектр лантаноидов в PAAS (см. рис. 8в). По данным [Маслов, 2014], красноцветные глинистые породы <u>басинской свиты</u> сложены тонкодисперсным агрегатом, состоящим из иллита и слабоокристаллизованного пелитового материала, интенсивно пигментированного тонкодисперсным гематитом. В породах также присутствуют магнезиально-железистый хлорит и иллит 2М [Сульман, Демчук, 1978].

На диаграмме $(Na_2O + K_2O)/Al_2O_3 - (Fe_2O_3^* + MgO)/SiO_2$ точки составов аргиллитов басинской свиты сосредоточены преимущественно в полях IV (глинистые породы хлорит-иллитового состава) и V (хлорит-смектит-иллитовые глины) [Маслов, 2014].

Для характеристики обычно окрашенных и красноцветных аргиллитов, присутствующих в басинской свите (разрез на 105-106 км автотрассы Уфа-Инзер), имеются только данные о содержании в них редких и рассеянных элементов. Нормирование этих величин по РААЅ позволяет видеть, как и в большинстве рассмотренных выше примеров, большое геохимическое сходство этих двух литотипов (см. рис. 9г). В обычно окрашенных и в красноцветных аргиллитах установлены более низкие, по сравнению с PAAS, концентрации Sr, Mo и Cs, а также Ва; в них существенно варьирует содержание Pb. По сравнению с PAAS в глинистых породах обоих литотипов несколько больше Sc, Zn, Ga и средних лантаноидов (Sm...Dv). Единственное отличиее обычно окрашенных глинистых пород басинской свиты от красноцветных разностей состоит в более высоком содержании в них Nb (1.20 против 1.02 PAAS).

Сходство распределения нормированных по хондриту величин содержания РЗЭ в исследованных литотипах аргиллитов басинской свиты проявляется как в облике спектров (см. рис. 8г), так и при сравнении средних величин основных параметров. Так, $(La/Yb)_N$ в обычно окрашенных аргиллитах – 8.19 ± 0.88, в красноцветных – 8.74 ± ± 0.96; $(Gd/Yb)_N$ – соответственно 1.56 ± 0.09 и 1.50 ± 0.17 и Eu/Eu* – 0.69 ± 0.02 и 0.69 ± 0.02.

Обычно окрашенные и красноцветные тонкозернистые обломочные породы <u>бедерышинской</u> <u>подсвиты</u> зильмердакской свиты в разрезе, вскрытом по правому борту долины р. Лемеза, выше устья руч. Шаркраук (окрестности д. Искушта), характеризуются сопоставимым средним содержанием оксидов титана (0.73 и 0.78 мас. %), магния, калия и натрия (~8.00 и 8.20 мас. %).

Рассчитанное для обычно окрашенных глинистых сланцев бедерышинской подсвиты среднее значение модуля ГМ заметно ниже, чем рассчитанное для PAAS (0.34 ± 0.05 против 0.43). Близкая величина ГМ установлена в красноцветных глинистых сланцах (0.37 ± 0.03). В то же время средние значения модуля ТМ в обоих литотипах (0.053 \pm 0.005 и 0.054 \pm 0.002) практически такие же, как в PAAS (0.053). В среднем величина модуля ЖМ в обычно окрашенных глинистых породах ниже (0.29 \pm 0.04), чем значение этого модуля в PAAS (0.36), тогда как в красноцветных разностях величина ЖМ_{среднее} заметно выше (0.43 \pm 0.06). Средние значения модуля ФМ в глинистых породах двух типов вполне сопоставимы (0.17 \pm 0.04 и 0.18 \pm 0.02) и довольно близки к величине ФМ, рассчитанной для PAAS (0.15). Сопоставимы в обычно окрашенных и красноцветных глинистых сланцах и средние значения НКМ (соответственно 0.56 \pm 0.05 и 0.57 \pm 0.04), которые более чем в 2 раза выше PAAS (0.26).

Вследствие высокого содержания оксида калия в обоих исследованных литотипах глинистых пород фигуративные точки обычно окрашенных и красноцветных глинистых сланцев бедерышинской подсвиты на диаграмме (Na₂O + K₂O)/ Al₂O₃--(Fe₂O₃^{*} + MgO)/SiO₂ сдвинуты в область повышенных HKM и формально могут рассматриваться как иллитовые глины со значительной примесью дисперсных полевых шпатов (см. рис. 5в). Однако для нас более важно отметить, что по-

ля двух этих литотипов характеризуются почти 100%-ным перекрытием, что позволяет считать их литохимически очень близкими, практически не отличающимися по компонентному составу. Нормирование содержаний основных породо-

образующих оксидов в обычно-окрашенных и красноцветных аргиллитах по PAAS (см. рис. 6в) показывает, что распределение SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O и P_2O_5 в них является сходным, а среднее содержание перечисленных оксидов несколько ниже, чем в PAAS. Среднее содержание оксида калия в обоих литотипах примерно в 2 раза выше, чем в PAAS (в обычно окрашенных глинистых сланцах 1.90 ± 0.59 , в красноцветных разностях 1.99 ± 0.20). Различия между двумя литотипами выявляются и при сравнении среднего содержания оксидов магния и кальция (в обычно окрашенных глинистых породах -2.45 ± 0.67 и $2.92 \pm$ ± 2.55 , в красноцветных $- 1.90 \pm 0.24$ и 1.25 ± 043); а также FeO (в обычно окрашенных -0.58 PAAS, тогда как в красноцветных -0.90 PAAS).

Средние величины модулей Страхова и Бострёма хотя и несколько отличаются, однако позволяют сделать вывод об отсутствии эксгалятивных продуктов в составе обоих типов глинистых пород. В обычно окрашенных глинистых сланцах бедерышинской подсвиты (разрезе по р. Юрюзань в окрестностях д. Искушта) указанные величины составляют 7 ± 1 и 0.71 ± 0.03 , а в красноцветных разностях – 10 ± 1 и 0.63 ± 0.03 .

Для обычно окрашенных глинистых сланцев характерна отрицательная корреляция содержания TiO₂ с величинами модулей ЖМ (r = -0.74) и ФМ (r = -0.76) (рис. 13). Напротив, между TiO₂,

 K_2O , $Fe_2O_3^*$ и значениями модуля ГМ корреляционная связь сильная положительная (соответственно r = 0.80, r = 0.71 и r = 0.64). Величины ТМ и ЖМ, напротив, связаны слабой положительной корреляцией (r = 0.33), а между ТМ и ФМ, а также ФМ и НКМ корреляционная связь отсутствует (в обоих случаях r = -0.03). В красноцветных глинистых сланцах пары TiO₂ и ЖМ, а также TiO₂ и K_2O слабо связаны (r = 0.29 и r = 0.39), тогда как

между TiO₂ и ГМ, а также TiO₂ и Fe₂O₃^{*} корелляция умеренная положительная (в обоих случаях r = 0.42). В парах TiO₂ и ФМ, ТМ и ЖМ, а также ТМ и ФМ корреляция отсутствует (r = 0.02, r = 0.10 и r = -0.07). В красноцветных глинистых сланцах бедерышинской подсвиты зильмердакской свиты разреза в окрестностях д. Искушта величины модулей ФМ и НКМ демонстрируют положительную корреляционную зависимость (r = 0.62).

Распределение редких и рассеянных элементов в обоих литотипах в целом достаточно сходное. При нормировании по PAAS видно, что обычно окрашенные и красноцветные глинистые породы бедерышинской подсвиты верхнего рифея Южного Урала характеризуются в целом более низкими средними содержаниями Co, Ni, Zn, Sr, Mo, Cs, Pb и V (см. рис. 9д). Более высокие, по сравнению с PAAS, средние концентрации Ga, Sm, Tu, Gd и U установлены в обоих литотипах. Кроме того, в красноцветных глинистых сланцах среднее содержание Tb...Lu и Hf превышает в 1.4–1.6 раза уровень содержания перечисленных элементов в PAAS.

Нормированное по хондриту содержание РЗЭ в обычно окрашенных и красноцветных глинистых сланцах бедерышинской подсвиты также практически одинаковое (см. рис. 8д). Средние величины (La/Yb)_N и Eu/Eu* в них также, с учетом погрешностей, существенно не отличаются (соответственно 7.31 ± 1.45 и 0.65 ± 0.04, 6.74 ± 0.17 и 0.63 ± 0.04).

Обычно окрашенные и красноцветные тонкозернистые обломочные породы <u>койвинской</u> <u>свиты</u> венда Среднего Урала характеризуются вполне сопоставимым средним содержанием оксидов титана, магния и калия (соответственно 0.75 и 0.80, 2.03 и 2.04, 4.72 и 4.71 мас. %). В красноцветных разновидностях несколько выше среднее содержание оксида натрия (1.50 против 0.90 мас. % в обычно окрашенных).

Средние величины модуля ГМ в обычно окрашенных и красноцветных глинистых породах койвинской свиты близки (0.45 \pm 0.05 и 0.44 \pm \pm 0.04), в PAAS этот параметр равен 0.43. ТМ_{среднее},



Рис. 13. Корреляция в парах геохимических модулей и содержании оксидов титана и калия в обычно окрашенных и красноцветных глинистых породах бедерышинской подсвиты зильмердакской свиты.

рассчитанное для первого литотипа (0.039 ± ± 0.002), заметно ниже PAAS, тогда как рассчитанное для второго литотипа (0.045 ± 0.003) – несколько выше. Средние значения модуля ЖМ в обоих литотипах. с учетом погрешностей, также вполне сопоставимы (0.38 ± 0.03 и 0.42 ± 0.02) и несколько выше PAAS (0.36). Средние величины ФМ в обычно окрашенных и красноцветных тонкозернистых обломочных породах койвинской свиты одинаковы (0.16 ± 0.02) и, с учетом погрешностей, вполне близки PAAS (0.15). Среднее значение модуля НКМ, рассчитанное для красноцветных глинистых сланцев, выше, чем рассчитанное для сланцев обычно окрашенных, хотя, с учетом погрешностей, эти величины могут рассматриваться как статистически сопоставимые $(0.35 \pm 0.05 \text{ и } 0.29 \pm 0.03)$. В среднем австралийском постархейском глинистом слание значение модуля НКМ составляет 0.26, и, таким образом, оба рассматриваемых типа глинистых сланцев можно считать несколько отличающимися от PAAS.

На классификационной диаграмме (Na₂O +

+ K_2O)/Al₂O₃-(Fe₂O₃^{*} + MgO)/SiO₂ точки составов тонкозернистых обломочных пород койвинской свиты, как обычно окрашенных, так и красноцветных, сосредоточены, в основном, в областях V (хлорит-смектит-иллитовые глины) и VI (иллитовые глины со значительной примесью дисперсных полевых шпатов) (см. рис. 5г). В целом, поля глинистых пород располагаются на диаграмме со значительным перекрытием, демонстрируя сходство химического состава.

В обычно окрашенных глинистых породах койвинской свиты среднее содержание оксидов кремния, алюминия, двухвалентного железа и магния (см. рис. 6г) является близким PAAS. Однако среднее содержание оксидов титана и фосфора несколько ниже, а оксида кальция – суще-

ственно ниже, по сравнению с PAAS. Содержание оксида калия в среднем составляет 1.27 PAAS, а оксида натрия — 0.75 PAAS. Подобные величины, в основном, свойственны также и красноцветным тонкозернистым обломочным породам, за исключением более высокого содержания в них натрия ($Na_2O_{среднее}$ достигает 1.25 PAAS).

Рассчитанные для исследуемых глинистых пород средние величины модулей Страхова и Бострёма вполне сопоставимы: в обычно окрашенных глинистых сланцах — 12 ± 1 и 0.66 ± 0.01 , в красноцветных — 12 ± 1 и 0.63 ± 0.01 . Вариации этих параметров свидетельствуют об отсутствии в них эксгалятивных компонентов.

Обычно окрашенные сланцы койвинской свиты не показывают значимой корреляции TiO_2 и ЖМ (r = -0.03), а также ТМ и ЖМ (r = 0.10). Однако другие геохимические пары связаны положительной корреляционной зависимостью: TiO_2

и K₂O (r = 0.93), TiO₂ и ГМ (r = 0.97), TiO₂ и Fe₂O₃^{*} (r = 0.69), TiO₂ и ФМ (r = 0.84), TM и ФМ (r == 0.87), а также ФМ и НКМ (r = 0.71) (рис. 14). В красноцветных глинистых сланцах, напротив, существует положительная корреляционная связь между TiO₂ и ЖМ (r = 0.80), а также TM и ЖМ (r = 0.61). Значимая корреляция также наблюдается в парах TiO₂ и ГМ (r = 0.69), TiO₂ и Fe₂O₃^{*} (r = 0.83), TiO₂ и ФМ (r = 0.89). Величины модулей ФМ и НКМ связаны умеренной отрицательной корреляцией (r = -0.49). В красноцветных глинистых сланцах не наблюдается отчетливо выраженной взаимосвязи между TiO₂ и K₂O (r = 0.14).

Распределение редких и рассеянных элементов является сходным в обычно окрашенных и красноцветных глинистых породах. При нормировании по PAAS в обоих литотипах выявляются ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ТУФЫ



Рис. 14. Корреляция в парах геохимических модулей и содержании оксидов титана и калия в обычно окрашенных и красноцветных глинистых породах койвинской свиты.

пониженные концентрации Co, Cu, Sr, Mo, Cs, Pb и U, а также V, Y, Ba и Ho...Lu (см. рис. 9е). Несколько повышенные в среднем концентрации Zn (1.23 PAAS) и Ga (1.19 PAAS) характерны для обычно окрашенных глинистых сланцев; а Ga (1.19 PAAS) – для красноцветных глинистых пород.

Среднее значение $(La/Yb)_N$ в обычно окрашенных глинистых породах койвинской свиты венда составляет 13.93 ± 1.05 , и практически такая же величина $(La/Yb)_{Ncpeднee}$ получена для красноцветных глинистых пород (13.19 ± 1.89) изученного разреза. Величина отрицательной европиевой аномалии в них практически одинакова и в среднем составляет 0.75 ± 0.05 и 0.73 ± 0.04 соответственно. Вследствие этого в обычно окрашенных и красноцветных глинистых породах наблюдается близкое сходство нормированных по хондриту спектров РЗЭ (см. рис. 8е).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Сравнение результатов исследования минерального состава вулканических туфов (пород с аномальной окраской), обычно окрашенных и красноцветных глинистых пород методами рентгенофазового анализа показывает, что принципиальных различий между ними нет. На первый взгляд, некоторые из исследованных образцов, на основании высокого содержания в них плагиоклазов, можно было бы отнести к пепловым туфам, однако результаты детальных геохимических исследований не позволяют это сделать.

На диаграмме $(Na_2O + K_2O)/Al_2O_3 - (Fe_2O_3^* + MgO)/SiO_2$ фигуративные точки вулканических туфов сосредоточены в области VI (иллитовые глины со значительной примесью дисперсных полевых шпатов). В то же время точки обычно

окрашенных и красноцветных глинистых пород распределяются практически поровну между областями V (хлорит-смектит-иллитовые глины) и VI диаграммы или бывают сосредоточены преимущественно в области V. Исключением являются тонкозернистые обломочные породы бедерышинской подсвиты зильмердакской свиты: точки с составами этих пород, также как и точки вулканических туфов, располагаются в области VI. Однако при этом тонкозернистые обломочные породы характеризуются заметно более высокими, по сравнению с туфами, величинами отношения $(Na_2O + K_2O)/Al_2O_3$: в обычно окрашенных – 0.56 ± 0.05 (0.50...0.63); в красноцветных – 0.57 ± 0.04 (0.53...0.61), тогда как в туфах – 0.39 \pm 0.04 (0.35...0.48). Таким образом, различное распределение на диаграмме точек вулканических туфов и точек с составами вмещающих туфы красноцветных глинистых пород позволяет прийти к выводу об их различном составе. В то же время компактное расположение точек обычно окрашенных и красноцветных глинистых пород на этой диаграмме и существенное перекрытие образуемых ими полей, напротив, указывают на близость их химического состава.

Вывод о существенном сходстве валового химического состава обычно окрашенных и красноцветных глинистых пород следует и из распределения фигуративных точек на дискриминантных диаграммах соотношения основных породообразующих оксидов. Несмотря на некоторые вариации содержания CaO и P_2O_5 , поля точек обоих литотипов на большинстве диаграмм характеризуются значительным перекрытием. Вулканические туфы, в свою очередь, выделяются несколько более высоким содержанием оксида титана и резко повышенным, аномальным содержанием оксида натрия.

Спектры распределения редкоземельных элементов в вулканических туфах и в тонкозернистых обломочных породах обоих рассматриваемых литотипов близки и соответствуют распределению лантаноидов в PAAS. Существенное сходство распределения индивидуальных кривых распределения РЗЭ также указывает на сходство составов красноцветных и обычно окрашенных глинистых пород в разрезах верхнего рифея и венда Среднего и Южного Урала. Это подтверждается также и сходством распределения в них концентраций редких и рассеянных элементов, нормированных по PAAS. Вулканические туфы выделяются заметно пониженным содержанием хрома, как относительно PAAS, так и относительно красноцветных и обычно окрашенных глинистых пород, в то время как глинистые породы отличаются от PAAS и вулканических туфов пониженным содержанием стронция.

Таким образом, на первый поставленный нами в начале этой статьи вопрос следует ответить: валовый химический состав вулканических туфов, присутствующих в разрезах верхнего рифея и венда западных склонов Среднего и Северного Урала, заметно отличается от химического состава вмещающих эти туфы красноцветных глинистых пород.

Присутствует ли в составе красноцветных и обычно окрашенных глинистых пород примесь "камуфлированной" пирокластики?

В качестве индикаторов ее присутствия можно использовать следующие геохимические параметры: 1) повышенное содержание магния (MgO > 3 мас. %); 2) повышенное содержание суммы щелочей ($K_2O + Na_2O > 8$ мас. %); 3) положительная корреляция геохимических модулей TM и Φ M, TM и XM, K_2O и TiO₂; 4) отрицательная корреляция модулей HKM и Φ M.

В обычно окрашенных аргиллитах зиганской свиты венда Южного Урала, включающей прослои вулканических туфов, среднее содержание MgO – около 3 мас. %; содержание суммы щелочей ($K_2O + Na_2O$) – около 5.50 мас. %. Величины содержания K_2O и TiO₂ связаны положительной корреляционной зависимостью, наблюдается положительная корреляция TM и ЖМ, TM и ФМ. В соответствии с принятыми выше критериями, "камуфлированная" пирокластика в этих породах, скорее всего, отсутствует; вероятно, нет в них и существенной примеси эксгаляционных компонентов (Fe и Mn).

В красноцветных аргиллитах зиганской свиты, как переслаивающихся с обычно окрашенными аргиллитами, так и в слагающих самостоятельные пачки, среднее содержание MgO несколько выше 3 мас. %, а среднее содержание ($K_2O + Na_2O$) — около 5.20 мас. %. В них наблюдается положительная корреляция величин содержания K_2O и

ТіО_{2,} а также пар модулей ЖМ и ТМ, ФМ и ТМ. Эти особенности позволяют предполагать в красноцветных аргиллитах присутствие "камуфлированной" пирокластики и эксгаляционных компонентов.

В обычно окрашенных и красноцветных глинистых породах крутихинской подсвиты чернокаменской свиты венда Среднего Урала вулканические туфы отсутствуют. В обычно окрашенных аргиллитах среднее содержание MgO – около 2 мас. %; суммы щелочей (K₂O + Na₂O) – 5.60 мас. %. Корреляция величин содержания K_2O и TiO₂, а также модулей ЖМ и TM не наблюдается, а связь между ТМ и ФМ – очень слабая отрицательная, между НКМ и ФМ – слабая положительная. Это позволяет прийти к выводу об отсутствии пирокластической примеси в составе обычно окрашенных аргиллитов крутихинской свиты. Величины модулей Страхова и Бострёма предполагают отсутствие в них эксгалятивных компонентов.

Литогеохимические характеристики красноцветных аргиллитов крутихинской свиты также не позволяют предполагать в них примеси пеплового материала: среднее содержание MgO и суммы щелочей в этих аргиллитах ниже пороговых значений, позволяющих относить их к туффоидам. Корреляция K_2O и TiO₂, а также HKM и Φ M в них отрицательная, в то время как пары модулей ЖМ и TM, Φ M и TM демонстрируют положительную корреляционную связь. Средние величины модулей Страхова и Бострёма в красноцветных аргиллитах ниже пороговых значений и указывают на отсутствие в этих породах эксгалятивных компонентов.

В обычно окрашенных и красноцветных тонкозернистых обломочных породах бедерышинской подсвиты зильмердакской свиты Южного Урала прослои вулканических туфов отсутствуют. Среднее содержание суммы щелочей в этих глинистых породах составляет около 8 мас. %. Корреляция K_2O и TiO₂, а также модулей ЖМ и TM в обоих литотипах положительная умеренная или слабая. Величины модулей ТМ и ФМ в них слабо коррелируются. В обычно окрашенных глинистых породах пара модулей НКМ и ФМ характеризуется слабой корреляционной зависимостью, в то время как в красноцветных разновидностях корреляция величин этих модулей значимая, положительная. Судя по приведенным данным, в тонкозернистых обломочных породах бедерышинской подсвиты зильмердакской свиты стратотипа рифея пирокластики, скорее всего, нет. Средние величины модулей Страхова и Бострёма в этих породах также ниже пороговых значений, что предполагает отсутствие в них также и эксгаляционных компонентов.

В тонкозернистых обломочных породах койвинской свиты, среди которых вулканические пеплы нами не были встречены, среднее содержание MgO и суммы щелочей заметно ниже пороговых значений, отделяющих туффоиды от "нормальных" осадочных пород. Корреляция К₂О и TiO_2 , модулей ЖМ и TM, а также ΦM и TM в обоих литотипах положительная, но в заметной степени варьирует. Кроме того, в обычно окрашенных глинистых алевролитах койвинской свиты наблюдается отчетливо выраженная положительная корреляция ТМ и ФМ, а в красноцветных разновидностях – умеренная отрицательная. Все эти признаки позволяют относить оба рассмотренных типа глинистых алевролитов к обычным ("нормальным") осадочным породам. На отсутствие эксгалятивных компонентов указывают средние величины модулей Страхова и Бострёма в глинистых породах.

Таким образом, можно сформулировать ответ на вопрос о присутствии в глинистых породах примеси пирокластики. Красноцветные и обычно окрашенные тонкозернистые обломочные и глинистые породы, среди которых в разрезах верхнего рифея и венда западных склонов Среднего и Южного Урала иногда наблюдаются вулканические туфы, как правило, не содержат пирокластического материала и должны рассматриваться как обычные осадочные породы. Свойственная им красная окраска, вероятно, обусловлена процессами, протекающими в пограничных прибрежно-морских и прибрежно-континентальных обстановках с периодическим осушением и им подобных [Маслов, 2010, 2011; Маслов и др., 2013; Маслов, Гражданкин, 2011; Гражданкин и др., 2011, 2012].

БЛАГОДАРНОСТИ

Автор выражает благодарность рецензентам, чьи замечания и рекомендации способствовали более полному раскрытию темы настоящей работы, а также искренне признателен Н.С. Глушковой (ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург), выполнившей иллюстрации к этой работе.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены при финансовой поддержке гранта РНФ № 19-17-00099.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Аблизин Б.Д., Клюжина М.Л., Курбацкая Ф.А., Курбацкий А.М. Верхний рифей и венд западного склона Среднего Урала. М.: Наука, 1982. 138 с.

Аксенов Е.М., Волкова С.А. Вулканогенно-осадочные горизонты редкинской свиты валдайской серии // Докл. АН СССР. 1969. Т. 188. № 3. С. 635–638.

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ № 2 2021

Аксенов Е.М., Иголкина И.С. О выделении редкинской свиты валдайской серии на севере Русской платформы // Изв. вузов. Геология и разведка. 1969. № 8. С. 22–25.

Борхвардт Д.В., Фелицын С.Б. Геохимия вулканических туфов редкинского горизонта верхнего венда Русской платформы // Вулканология и сейсмология. 1992. № 1. С. 33–45.

Вендская система. Историко-геологическое и палеонтологическое обоснование. Т. 2. Стратиграфия и геологические процессы / Отв. ред. Б.С. Соколов, М.А. Федонкин. М.: Наука, 1985. 222 с.

Гражданкин Д.В. Строение и условия осадконакопления вендского комплекса в Юго-Восточном Беломорье // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2003. Т. 11. № 4. С. 3–34.

Гражданкин Д.В., Гой Ю.Ю., Маслов А.В. Позднерифейские микробиальные колонии в обстановках с периодическим осушением // Докл. РАН. 2012. Т. 446. № 6. С. 656–661.

Гражданкин Д.В., Гой Ю.Ю., Маслов А.В. Примитивные палеопочвы в верхнем рифее Южного Урала: комплексный подход // Геология и полезные ископаемые западного Урала. Пермь: Изд-во Пермского университета, 2011. С. 4–6.

Гражданкин Д.В., Маслов А.В. Место венда в Международной стратиграфической шкале // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 4. С. 703–717.

Гражданкин Д.В., Маслов А.В., Крупенин М.Т. Строение и этапы формирования вендских отложений сылвицкой серии западного склона Среднего Урала // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2009. Т. 17. № 5. С. 20–40.

Гражданкин Д.В., Маслов А.В., Крупенин М.Т., Ронкин Ю.Л. Осадочные системы сылвицкой серии (верхний венд Среднего Урала). Екатеринбург: УрО РАН, 2010. 280 с.

Диагностика вулканогенных продуктов в осадочных толщах. Сыктывкар: Геопринт, 2012. 204 с.

Карта докембрийских формаций Русской платформы и ее складчатого обрамления (со снятыми фанерозойскими отложениями). Масштаб 1 : 2 500 000. Объяснительная записка / Отв. ред. Ю.Р. Беккер. Л.: ВСЕГЕИ, 1983. 172 с.

Клюжина М.Л. Вендская система Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1991. 60 с.

Клюжина М.Л., Курбацкая Ф.А. Состав и условия образования ашинской серии Среднего Урала // Литология и полез. ископаемые. 1970. № 3. С. 74–86.

Красильников Н.Н. Цифровая обработка 2D- и 3D-изображений. СПб.: "БХВ-Петербург", 2011. 608 с.

Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А., Крупенин М.Т. и др. Результаты геохронологического и изотопно-геохимического изучения циркона из туфов сылвицкой серии (западный склон Среднего Урала): к происхождению пепловых прослоев в вендских толщах Восточно-Европейской платформы // Докл. РАН. 2017. Т. 473. № 3. С. 341–345.

Курбацкая Ф.А., Рыбальченко Т.М., Савченко С.В. Атлас микрофотографий терригенных и эксплозивно-инъекционных пород западного склона Северного и Среднего Урала. Пермь: Изд-во ОГУП Соликамская типография, 2001. 123 с. *Маслов А.В.* Литология верхнерифейских отложений Башкирского мегантиклинория. М.: Наука, 1988. 133 с.

Маслов А.В. Литохимические особенности отложений верхней части крутихинской подсвиты чернокаменской свиты как отражение процессов неопротерозойского педогенеза // Ежегодник-2009. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2010. С. 155–160.

Маслов А.В. Литохимические особенности песчаников и алевроаргиллитов крутихинской подсвиты чернокаменской свиты и процессы педогенеза // Ежегодник-2010. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2011. С. 107–112.

Маслов А.В., Гражданкин Д.В. Литохимические особенности пород верхнего венда с признаками влияния процессов педогенеза (окрестности г. Усть-Катав) // Ежегодник-2010. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2011. С. 113–118.

Маслов А.В., Гражданкин Д.В., Гой Ю.Ю. Примитивные палеопочвы в разрезах зильмердакской свиты (текстурный и литогеохимический аспекты) // Литосфера. 2013. № 2. С. 45–64.

Маслов А.В., Гражданкин Д.В., Крупенин М.Т. Чернокаменская свита бассейна р. Усьва на Среднем Урале (особенности строения, седиментология, условия формирования) // Ежегодник-2003. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2004. С. 65–86.

Маслов А.В., Гражданкин Д.В., Крупенин М.Т., Корнилова А.Ю. Строение разрезов и фациальные особенности отложений венда в бассейне р. Межевая Утка (западный склон Среднего Урала) // Ежегодник-2004. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2005. С. 73–87.

Маслов А.В., Гражданкин Д.В., Ронкин Ю.Л. и др. Пепловые туфы в отложениях сылвицкой серии верхнего венда (Кваркушско-Каменногорский мегантиклинорий, Средний Урал) // Литосфера. 2006. № 3. С. 45–70.

Маслов А.В., Крупенин М.Т., Гареев Э.З., Анфимов Л.В. Рифей западного склона Южного Урала (классические разрезы, седименто- и литогенез, минерагения, геологические памятники природы). Т. І. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2001а. 351 с.

Маслов А.В., Крупенин М.Т., Гареев Э.З., Анфимов Л.В. Рифей западного склона Южного Урала (классические разрезы, седименто- и литогенез, минерагения, геологические памятники природы). Т. II. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 20016. 134 с.

Младших С.В., Аблизин Б.Д. Стратиграфия верхнего докембрия западного склона Среднего Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1967. № 2. С. 67–80.

Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.

Савельев Д.П., Савельева О.Л., Карташева Е.В. Геохимические свидетельства связи мелового аноксического события с вулканизмом в породах смагинского комплекса п-ова Камчатский Мыс // Материалы конференции, посвященной Дню вулканолога. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2008. С. 236–243.

Сокур Т.М. Реконструкция условий формирования аргиллитов верхнего венда юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы литохимическими методами // Рифтогенез, орогенез и сопутствующие процессы. Материалы IV Всероссийского симпозиума. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2019. С. 206–208. Сочава А.В., Коренчук Л.В., Пиррус Э.А., Фелицын С.Б. Геохимия верхневендских отложений Русской платформы // Литология и полез. ископаемые. 1992. № 2. С. 71–89.

Станковский А.Ф., Веричев Е.М., Константинов Ю.Г. и др. Первая находка эффузивов среди редкинских отложений венда на севере Русской платформы // Докл. АН СССР. 1977. Т. 234. № 3. С. 661–664.

Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология / Отв. ред. Б.М. Келлер, Н.М. Чумаков. М.: Наука, 1983. 184 с.

Страхов Н.М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.: Наука, 1976. 299 с.

Сульман А.М., Демчук И.Г. Глинистые минералы в рифейских осадочных отложениях Башкирского мегантиклинория // Докембрийские толщи Башкирского мегантиклинория на Урале и их металлогения / Отв. ред. Л.В. Анфимов, В.И. Козлов. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1978. С. 16–24.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимия черных сланцев. М.: Наука, 1988. 272 с.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимические и минералогические индикаторы вулканогенных продуктов в осадочных толщах. Москва, Берлин: Директ-Медиа, 2015. 724 с. URL: http://biblioclub.ru/index.php?page=book&id= 428043 (дата обращения: 02.05.2020).

Юдович Я.Э., Кетрис М.П., Мерц А.В., Беляев А.А. Петрохимическая диагностика вулканогенных продуктов в черносланцевых отложениях Пай-Хоя // Геохимия. 1984. № 6. С. 868–882.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П., Рыбина Н.В. Геохимия титана. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2018. 432 с.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П., Шулепова А.Н., Лавренко Н.С. Геохимическая диагностика вулканогенного материала в черносланцевых отложениях Лемвинской зоны Урала // Геохимия. 1986. № 10. С. 1464—1476.

Boström K. The origin and fate of ferromanganoan active ridge sediments // Stockholm Contrib. Geol. 1973. V. 27. N° 2. P. 148–243.

Condie K.C. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales // Chem. Geol. 1993. V. 104. P. 1–37.

Igneous Rocks: A classification and glossary of terms, recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommission of the Systematics of Igneous Rocks. N. Y., Melbourne: Camdridge University Press, 2002. 236 p.

Taylor S.R., McLennan S.M. The continental crust: its composition and evolution. An examination of the geochemical record preserved in sedimentary rocks. Oxford: Blackwell Scientific, 1985. 312 p.

Volcanic Tuffs, Red-Colored and Usually Colored Clayey Rocks in Upper Riphean and Vendian Deposits on the Middle and Southern Urals: Comparison of Lithochemical Characteristics

A. V. Maslov^{1, 2, *}

¹Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of Russian Academy of Sciences, Acad. Koptug prosp., 3, Novosibirsk, 630090 Russia ²Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Pyzhevsky lane, 7, bld. 1, Moscow, 119017 Russia *e-mail: amas2004@mail.ru

In lower part of the Upper Vendian deposits on the East European platform, packs of chocolate-brown clay rocks/tuffargillites containing intercalations of volcanic tuffs, products of acidic volcanism, are widespread. In cross-sections of the Upper Riphean and Vendian of the western slope of the Middle and Southern Urals, there are also packs of red-colored clay rocks, among which in the early 2000s volcanic tuffs/clay-like rocks with anomalous coloration (light gray with a pinkish, cream, greenish or steel tint, light brown with a beige tint, etc.) were found. The purpose of this work is to compare the lithogeochemical characteristics of volcanic ash tuffs, usually colored and red-colored clay rocks present at many levels of the Upper Riphean and Vendian of the Middle and Southern Urals (and those among which there are volcanic tuffs, and those among which there are none) and search answers to two questions – how much are they different/similar? And is pyroclastic/tufogenic material necessarily present in the red-colored varieties of clay rocks?

Keywords: Middle Urals, South Urals, Upper Riphean, Vendian, volcanic tuffs, red-colored and usually colored terrigenous rocks, lithogeochemistry.

УДК 551.7.02;551.21;551.763;551.762

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ТУФЫ И ТУФФИТЫ В ПОГРАНИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЮРЫ И МЕЛА (ВОЛЖСКИЙ–РЯЗАНСКИЙ ЯРУСЫ) ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

© 2021 г. И. В. Панченко^{а, *}, И. Д. Соболев^b, М. А. Рогов^c, А. В. Латышев^{d, e}

^аЗАО "МиМГО", шоссе Энтузиастов, 21, стр. 1, Москва, 111123 Россия

^bИнститут геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Старомонетный пер., 35, Москва, 119017 Россия

^сГеологический институт РАН, Пыжевский пер., 7, стр. 1, Москва, 119017 Россия

^d МГУ им. М.В. Ломоносова, Ленинские Горы, 1, Москва, 119234 Россия

^еИнститут физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН.

ул. Большая Грузинская, 10, стр. 1, Москва, 123242 Россия

*e-mail: ivpanchenko89@gmail.com Поступила в редакцию 26.06.2020 г. После доработки 08.08.2020 г.

Принята к публикации 15.10.2020 г.

Детально изучены прослои измененных пепловых туфов и туффитов в пограничных отложениях юры и мела (баженовский горизонт) Западной Сибири. Эти прослои, приуроченные к интервалу от верхней части средневолжского подъяруса до верхов рязанского яруса, прослеживаются на огромной территории (более 400 тыс. км²). Несмотря на малую мощность (от первых миллиметров до первых сантиметров), они отчетливо выделяются в керне скважин, хорошо сопоставляются в межскважинном пространстве и могут быть использованы как маркирующие горизонты и изохронные уровни в разрезе баженовских отложений. Состав измененных пепловых прослоев довольно выдержанный, прослеживается его площадная зональность, предположительно обусловленная фракционированием первоначальной пирокластики в процессах ветрового и гидродинамического разноса и осаждения. На основании петрографических, минералогических и геохимических данных сделан вывод о том, что пеплы имели андезибазальтовый состав, а их формирование было связано с надсубдукционным вулканизмом за пределами Западно-Сибирской плиты. Предполагается, что источник пеплового материала находился к юго-западу от исследованной территории, скорее всего в Закавказье. Описанные в работе туфовые прослои имеют важное значение для стратиграфии и межрегиональной корреляции, поскольку потенциально они могут быть прослежены как в бореальных, так и в тетических разрезах, а встреченные в туфах цирконы использованы для определения U-Рb возраста.

Ключевые слова: Западная Сибирь, баженовская свита, туфы, маркирующий горизонт, граница юры и мела, надсубдукционный вулканизм.

DOI: 10.31857/S0024497X21020051

Широкое распространение пирокластического материала в пределах пограничного интервала юры и мела Западной Сибири было установлено в 1960-е годы [Саркисян, Процветалова, 1964, 1968; Процветалова, Лагутенкова, 1968]. Вскоре было выявлено присутствие не только рассеянного пеплового материала, но также прослоев туфов и туффитов, и было показано, что подобные прослои приурочены главным образом к юго-западным районам Западной Сибири и в меньшей степени развиты восточнее, в Приенисейской части [Ван, 1973, 1974; Ван и др., 2011]. Однако до самого последнего времени эти прослои не являлись объектами детального изучения. Не было опубликовано подробной информации о минеральном и геохимическом составах, строении, возрасте и особенностях географического распространения отдельных туфовых прослоев.

В настоящее время наблюдается заметный рост интереса к обогащенным вулканическим веществом прослоям в баженовской черносланцевой формации Западной Сибири (баженовский горизонт, верхняя юра-нижний мел). Связывается это со стремительно растущим вниманием к нефтеносности баженовских отложений, причины и контролирующие факторы которой до сих пор не вполне выяснены. Авторами [Панченко и др., 20156] были кратко описаны регионально прослеживающиеся тонкие прослои туфов и туффитов, позднее подобные прослои были изучены нашими коллегами [Булатов и др., 2017; Бумагина и др., 2018; Шалдыбин и др., 2018; Afonin et al., 2019: Shaldvbin et al., 2019: Shaldvbin, Kondrashova, 2019]. Однако детальное исследование состава, особенностей вертикального и латерального распространения туфогенных прослоев в баженовском горизонте и определение их возраста до сих пор не проводились. Это связано, в первую очередь, с их крайне малой мощностью (от первых миллиметров до 1 см) и сложностью выделения чистого материала, не загрязненного веществом вмещающих пород. Кроме того, сказываются ограничения возможностей проведения систематических наблюдений на площади распространения туфогенных прослоев, так как баженовские отложения доступны для изучения только в керне скважин. Исключительно важна точная привязка прослоев к литологическим пачкам и биостратиграфическим подразделениям. Это дает возможность выявлять конкретные прослои в разных скважинах, коррелировать и прослеживать их на широкой площади. В сочетании с другими стратиграфическими признаками туфовые прослои могут рассматриваться как возможные изохронные маркирующие горизонты [Фролов, 1993].

Важной проблемой является определение источника, поставлявшего вулканогенный материал в баженовский палеобассейн. И хотя уже в самых первых публикациях, посвященных изучению вулканогенных образований в пограничных отложениях юры и мела Западной Сибири, делались попытки оценить его источники [Процветалова, Лагутенкова, 1968; Ван, 1974], до сих пор детально этот вопрос не рассматривался. Присутствие обособленных прослоев пирокластического материала позволяет уточнить условия формирования баженовских отложений и предложить новый инструмент для поиска баженовских нефтеносных коллекторов.

В течение нескольких последних лет нами проводилось систематическое литологическое и палеонтологическое изучение баженовского горизонта в разных районах его распространения. Это позволило собрать значительный по объему и представительности материал, позволяюший комплексно охарактеризовать туфогенные прослои. Изучен вещественный состав этих прослоев, проанализировано их стратиграфическое распространение, проведена их классификация, выплощадная зональность изменений явлена состава прослоев и высказаны предположения о возможном источнике пеплового материала. Полученные результаты обсуждаются в настоящей статье.

Прослои предположительно пирокластического происхождения обнаружены на огромной площади в центральной части Западной Сибири, преимущественно в пределах Ханты-Мансийского автономного округа, севера Тюменской области и северо-запада Томской области (рис. 1). Они были выделены при изучении керна более 200 скважин (см. рис. 1), некоторые туфогенные прослои были диагностированы по фотографиям керна, снятым при дневном и ультрафиолетовом (УФ) освещении (рис. 2).

При проведении исследований были детально описаны туфогенные прослои, представленные в керне 82 скважин (в т.ч. скв. 311 Восточно-Ольховская; 223 Июльская; 38, 2006 Галяновские; 10 Западно-Ташинская; 2159, 2838 Салымские; 4004, 5217, 5209 Правдинские; 20 Демьянская; 322 Дружная; 193 Северо-Ватьеганская; 4, 33 Кумские; 91 Горстовая и др.). Территория работ, охарактеризованная скважинами, керн которых нами был изучен, охватывает площадь более 400000 км². Расстояние между крайними скважинами, в которых обнаружены пирокластические прослои, составляет 700 км (см. рис. 1).

Из 49 скважин, пробуренных в разных районах распространения баженовского горизонта, отобраны и детально изучены 74 образца туфогенных пород. Для сравнения вещества, слагающего эти породы, с веществом вмещающих пород использовалась представительная выборка из 180 образцов биогенных силицитов баженовской свиты, отобранных из 13 скважин и изученных ранее, включая петрографическое описание шлифов, результаты рентгенодифрактометрического и рентгенофлуоресцентного анализов [Немова и др., 2014, 2017; Немова, Панченко, 2014, 2017; Ким и др., 2015].

Обнаруженные в керне скважин туфогенные прослои маломощные – от первых мм до 1 см. Иногда они сгруппированы в градационные серии с постепенным уменьшением или увеличением снизу вверх мощности пирокластических слойков, чередующихся с вмещающими породами. Мощность таких серий может достигать первых десятков сантиметров. При этом диагностика в керне даже самых тонких прослоев не вызывает затруднений благодаря заметно более светлой окраске и рыхлой текстуре этих пород, а также их яркой желтой или оранжевой люминесценции в УФ свете. На фоне вмещающих отложений туфогенные прослои отчетливо выделяются по специфическим вторичным изменениям и присутствию минеральных ассоциаций, резко отличных от установленных в минеральном веществе баженовских пород.

В непосредственной близости от туфов и туффитов были найдены многочисленные аммониты



Рис. 1. Территория Западной Сибири и расположение скважин, вскрывающих баженовский горизонт, в керне которых установлены прослои пепловых туфов и туффитов.

1 – границы Западно-Сибирской плиты; 2 – расположение скважин, в керне которых присутствуют туфы; 3 – расположение скважин, в керне которых присутствуют туфы и туффиты; 4 – крупные города; 5 – обозначения административных единиц (1 – ХМАО, 2 – ЯНАО, 3 – Тюменская область, 4 – Томская область); 6 – номера образцов, проанализированных для определения химического состава (согласно табл. 2, 3).

и другие остатки макрофауны (раковины двустворок, преимущественно относящихся к родам *Buchia* и *Inoceramus*, ихтиодетрит, крючья теутид). Кроме того, баженовские породы насыщены остатками радиолярий. Сохранность руководящих форм ископаемой фауны, как правило, удовлетворительная. По отдельным хорошо сохранившимся экземплярам, а также по совокупности всех находок возрастной диапазон туфогенных прослоев вполне надежно определяется.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Туфы и туффиты изучались в течение нескольких последних лет в ходе комплексных тематических работ, включавших детальное описание керна баженовской и тутлеймской свит (более 200 скважин), анализ данных геофизического каротажа скважин (более 5000 скважин), палеонтологическое изучение и биостратиграфическое расчленение разрезов по различным группам ископаемой фауны, петрографические исследования пород в шлифах (более 2000 обр.), комплекс лабораторных исследований (более 1000 обр.). По результатам этих работ выполнена региональная корреляция разрезов, построены геологические профили и карты распределения литофаций, минеральных компонентов, петрофизических параметров, показателей зрелости органического вещества и диагенетической преобразованности

пород и пр. [Немова и др., 2014; Немова, Панченко, 2014, 2017; Ким и др., 2015; Панченко и др., 2015а, 2016].

При исследовании туфогенных пород были выполнены детальные описания шлифов (35 шт.) в поляризационном микроскопе ZEISS Axio Lab.A1 (И.Д. Соболевым, И.В. Панченко). Петрографические шлифы размером 2 × 2 см были изготовлены из туфогенных пород с учетом ориентации верха и низа образца. Минеральный состав уточнен по 8 наиболее представительным образцам на растровом электронном микроскопе (РЭМ) JEOL 6610 LV с системой энергодисперсионного рентген-спектрометрического анализа Oxford Instrumenrs INCAXact в Институте географии РАН (г. Москва, оператор А.Г. Калмыков). Для подготовки образцов перед микроскопированием применялась система холодно-плазменной металлизации JEOL JFC1600, с напылением платиной. Обработка результатов проводилась при помощи программного обеспечения "SEM Control User Interface", версия 7.11 (Jeol Technics LTD). Всего были проанализированы 84 аналитические точки с определением элементного состава в зернах и в основной массе породы. Проведены рентгенодифракционные исследования 20 наиболее представительных образцов туфов, туффитов и вмещающих пород в ГИН РАН (г. Москва, оператор E.B. Покровская) на дифрактометре D8 Bruker $(\lambda(Cu \ K\alpha 1) = 1.541 \ A, \ \lambda(Cu \ K\alpha 2) = 1.544 \ A; \ I =$

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ТУФЫ И ТУФФИТЫ



Рис. 2. Фотографии туфогенных прослоев в керне баженовских отложений при дневном и УФ освещении. а, б – первый (самый нижний) прослой туфа в однородных силицитах глинистых высокоуглеродистых (пачка 4а); в – второй снизу прослой туфа в силицитах глинистых высокоуглеродистых, с иноцерамами (пачка 4b); г – прослои туфов 3 и 4 в силицитах глинисто-известковистых (кокколитофоридовых) высокоуглеродистых; д – серии туффитовых прослоев в однородных силицитах глинистых высокоуглеродистых (пачка 4а). UV – фотографии, выполненные при УФ свете.

= 40 мА, U = 40 кВ, регистрация в точках с шагом 0.05° 20 и экспозицией 2 с).

Содержание петрогенных оксидов, редких и рассеянных элементов определено для 49 образцов туфогенных пород и 180 образцов вмещающих баженовских силицитов в ЦКП "ИГЕМ-аналитика" ИГЕМ РАН (г. Москва, оператор А.И. Якушев) на рентгенофлуоресцентном спектрометре PW 2400 (Philips Analytical 1997 г.). Для сопоставления туфогенных пород с баженовскими силицитами и уточнения пирокластической природы первых использовались все полученные результаты, значения которых отображены на графиках. Ввиду большого объема полученных данных, в статье приводятся составы только 6 наиболее представительных образцов баженовских силицитов, вмещающих туфы и туффиты.

Содержание элементов-примесей определено в 23 образцах туфов, 10 образцах туффитов и 6 образцах силицитов методом масс-спектрометрии с

ИПТМ РАН (г. Черноголовка, оператор В.К. Карандашев) на квадрупольном масс-спектрометре X-7 (Thermo Scientific, США), с разложением образцов в герметично закрытых автоклавах. Контроль за полнотой вскрытия пробы при ее химическом разложении осуществляли добавлением трассеров ¹⁴⁶Nd, ¹⁶¹Dy, ¹⁷⁴Yb. Для контроля результатов использовались стандартные образцы базальтов (BHVO-2), по гранодиоритов (GSP-2) и щелочных агапаитовых гранитов (СГ-3 (ГСО3333-85)). Биостратиграфический возраст туфогенных

инлуктивно-связанной плазмой (ICP-MS) в

ьиостратиграфическии возраст туфогенных прослоев был определен по аммонитам (М.А. Роговым, в некоторых скважинах – Е.Ю. Барабошкиным) и радиоляриям (В.С. Вишневской).

Поскольку в настоящей работе рассматриваются туфы и туффиты, испытавшие диа-и катагенетические преобразования, необходимо обсудить используемую в работе терминологию. В соответствии с Петрографическим кодексом и

генетической классификацией горных пород, содержащих вулканогенный материал [Петрографический ..., 2008], мы различаем породы, сформировавшиеся при осаждении пепловых облаков без примеси синхронного осадочного материала туфы, и таким же образом сформировавшиеся породы, но с примесью осадочного материала туффиты, и считаем, что последующие минеральные преобразования не изменяют данную классификацию. Поэтому в настоящей работе мы использовали следующие термины и понятия.

Преобразованными пепловыми туфами названы породы, сложенные относительно однородным, как правило бурым глинистым веществом, с переменным содержанием угловатых обломков и аутигенных зерен алевритово-песчаной размерности. Основная часть первичных пирокластических компонентов сильно изменена и преобразована преимущественно в агрегаты вторичных глинистых минералов. Реже наблюдается вторичное окварцевание. Контрастирующие вещественный состав и текстура, а также резкие границы прослоев с вмешаюшими высокоуглеродистыми биогенными силицитами позволяют выделить такие породы в самостоятельный тип, отличный по генезису от фоновых осадочных пород баженовской свиты. Минералогические и геохимические особенности, текстура и структура (в частности, резко угловатая, остроугольная форма обломков), а также стратиграфическая выдержанность прослоев этих пород позволяют предполагать их пирокластическое происхождение.

Преобразованными пепловыми туффитами названы серии (мощностью от 5-20 до 3-20 см) чередующихся тонких (до 1-2 мм) туфогенных и осадочных слойков. Слойки первого типа сложены тем же материалом, что и преобразованные пепловые туфы, но с переменным количеством (от первых процентов до 20%) примеси осадочных частиц и биокластов кремневого и карбонатного состава. Слойки второго типа представлены типичными баженовскими осадочными породами, распространенными в разрезе выше и ниже туффитовых серий. Границы слойков разного состава преимущественно постепенные, реже отчетливые. Подобное тонкое переслаивание объясняется непрерывным накоплением фонового биогенного и терригенного материала, с импульсами осаждения пепловых частиц. Это привело к смешанному осадочно-вулканогенному составу прослоев, в которых пирокластические и осадочные компоненты трудноотделимы. Строение туффитовых прослоев различное. Чаще всего мощность отдельных слойков, обогащенных туфовым материалом, градационно уменьшается снизу вверх и/или сверху вниз в пределах конкретной серии.

В работе нами применен термин свободного пользования *туффоиды* — "... породы с заметной примесью пирогенного материала", согласно Я.Э. Юдовичу и М.П. Кетрис [2000], — для обобщения всех пирокластических прослоев, принимаемых во внимание в данной работе.

Отдельно были проанализированы туфы из стратиграфически разных прослоев и туффиты. Детально изучен минеральный и химический состав туфов из трех нижних прослоев, туффитов из разных прослоев (см. рис. 2).

Изученные разрезы с прослоями вулканогенного материала подразделены на два типа. В разрезах первого типа пирокластические разности представлены 3-4 тонкими обособленными прослоями измененных туфов, такие разрезы тяготеют к центральной и северо-западной частям изученной территории (см. рис. 1). В разрезах второго типа туфы ассоциируют с туффитами, или все встреченные пирокластические разности представлены туффитами. Общее число туфовых, туффитовых слойков и их серий в таких разрезах возрастает до 7-8. Второй тип разреза развит на юге, востоке и юго-востоке территории (см. рис. 1). Эти типы отражают особенности осаждения пирокластики в разных частях баженовского моря и позволяют оконтурить достаточно хорошо обособленные области, в которых предполагаются различия режимов и темпов седиментации.

По стратиграфическому положению, мощности и строению туфогенные прослои были подразделены на следующие категории (группы): T1 – туфы первого (самого нижнего), наиболее мощного (до 1 см) и выдержанного прослоя; T2 – туфы второго снизу, тонкого (до 2 мм) прослоя; T3 – туфы третьего снизу, очень тонкого (около 1 мм) прослоя; T4 – туфы четвертого, очень тонкого (менее 1 мм) прослоя; TT1–TT4 – туффиты; T1 + tt – туфы, аналогичные по мощности и стратиграфии с T1, но встреченные в разрезах в ассоциации с туффитами.

Прослои T3 и T4 в разрезах всех изученных скважин располагаются на расстоянии не более 1 м друг от друга по вертикали (см. рис. 2), поэтому интервал их развития может рассматриваться как единый маркирующий уровень. В керне скважин описанные туфовые прослои T1–T4 выглядят единообразно, но наиболее ярко проявлен первый (самый нижний и мощный из встреченных) туфовый прослой T1 (T1 + tt); своеобразно проявлены серии туффитов TT1–TT4 (см. рис. 2).

РЕЗУЛЬТАТЫ

Строение и стратиграфическое положение туфовых прослоев в разрезе баженовского горизонта

Несмотря на крайне малую мощность (первые миллиметры—первые сантиметры), прослои туфов и туффитов легко диагностируются в керне за счет контрастно иной их окраски, состава и часто присутствующей люминесценции в УФ свете. Это позволяет использовать их для сопоставления разрезов.

В настоящей работе используется стратиграфическое расчленение баженовского горизонта на толщи и пачки, предложенное авторами ранее [Панченко и др., 2016]. Согласно нашим представлениям, баженовский горизонт в изученных скважинах расчленяется на две толщи — нижнюю и верхнюю, каждая из которых, в свою очередь, состоит из 3 пачек (рис. 3).

Все обнаруженные туфогенные прослои тяготеют к верхней толще баженовского горизонта, располагаясь в интервале от самых верхов пачки 3 до верхней части пачки 5а (см. рис. 3, 4). Наибольшее количество прослоев тяготеет к пачкам 4 и 5, при формировании которых создавались благоприятные условия для осаждения пирокластических частиц и сохранения их скоплений, без разбавления осадками фоновой и биогенной седиментации. Эти условия мы связываем с крайне низкой скоростью осадконакопления (по сопоставлению данных биостратиграфии с мощностями пород ее можно оценить в пределах 1-1.5 мм/тыс. лет) и отсутствием активной гидродинамики, о чем свидетельствует преобладание тонкой горизонтальной слоистости, наблюдающейся в керне и в петрографических шлифах. Таким образом, присутствие прослоев, сложенных чистым пирокластическим материалом не является показателем высокой интенсивности вулканизма, а объясняется специфическим селиментационным режимом на фоне тракта высокого стояния уровня моря, которому соответствуют пачки 4 и 5 верхней толщи баженовского горизонта [Панченко и др., 2016]. Установлено, что по латерали некоторые прослои туфов переходят в туффиты, что обусловлено вариациями седиментационного режима в разных частях баженовского моря.

В результате литостратиграфического сопоставления около 200 разрезов баженовского горизонта удалось выделить и проследить на значительной площади следующую последовательность прослоев туфов и туффитов (см. рис. 4, 5).

Вблизи границы пачек 3 и 4 (и в подошвенной части пачки 4а) выделены 4 серии прослоев туффитов (снизу вверх) — туффиты 1—4 соответственно.

Выше них, внутри пачки 4а, залегает первый прослой собственно туфа — "туф 1" (Т1 категория). В редких случаях по латерали он переходит в туффит, что было отмечено в 4 скважинах в юго-западной части изученной территории (см. рис. 1).

В пачке 4b выделен тонкий (1.5–2 мм) прослой туфа – "туф 2" (Т2 категория).

В верхах пачки 5а выделены два тонких (около 1 мм), близко расположенных прослоя туфов, — "туф 3" (Т3 категория) и "туф 4" (Т4 категория). Выделение этих двух прослоев возможно только в случае их люминесценции в УФ (см. рис. 2) или при очень детальном изучении керна.

На большей части изученной территории наиболее уверенно прослеживается прослой "туф 1" (Т1 и Т1 + tt категории прослоев). Прослои "туфов 2—4" (Т2, Т3 и Т4 категории, соответственно) диагностируются хуже и чаще пропускаются при работе с керном из-за малой их мощности, но эти прослои также важны для осуществления стратиграфической корреляции.

Прослои туффитов (ТТ категория) развиты более локально, а их стратиграфическое положение не всегла определяется вполне однозначно вследствие невыдержанного строения прослоев и серий и более разнообразных текстурных особенностей в сравнении с туфами (см. рис. 2). Прослои туффитов. в отличие OT туфов. прослеживаются на относительно короткие расстояния (десятки километров) и могут использоваться только для местной корреляции разрезов скважин, на локальных участках; региональная корреляция по ним невозможна.

Возраст прослоев туфов и туффитов был определен, главным образом, по находкам аммонитов (см. рис. 4, 6, 7), с учетом данных по радиоляриям (см. рис. 5).

В наиболее полной сводной стратиграфической последовательности, составленной по данным изученных разрезов, самые нижние туфогенные прослои представлены туффитами. В интервале развития туффитов встречаются многочисленные представители рода аммонитов *Laugeites (Laugeites biplicatus)*. В самых верхних сериях этих туффитов встречены *Praechetaites* cf. *exoticus* и *Praechetaites tenuicostatus* (см. рис. 6). Согласно этим данным, туффитовая последовательность, состоящая из 4 серий туффитовых слойков (туффиты 1–4, см. рис. 3–5), относится к средневолжскому подъярусу, аммонитовым зонам Laugeites groenlandicus–Epilaugeites vogulicus–Praechetaites exoticus.

Прослой туфа 1 приурочен к интервалу аммонитовых зон Praechetaites exoticus—Chetaites chetae, который включает терминальную часть средневолжского подъяруса и весь верхневолжский подъярус. Но по комплексному сопоставлению находок аммонитов из разных скважин можно



Рис. 3. Сводная литологическая колонка баженовского горизонта и положение пирокластических прослоев. 1–10 – литология: 1 – глины аргиллитоподобные; 2 – известняки; 3 – глины аргиллитоподобные кремневые малоуглеродистые; 4 – силициты слабоглинистые глинисто-карбонатные и карбонатно-глинистые высокоуглеродистые, с бухиями; 5 – силициты малоглинистые и радиоляриты карбонатизированные; 6, 7 – силициты глинистые высокоуглеродистые однородные (6), с многочисленными иноцерамами (7); 8 – силициты глинисто-карбонатные и карбонатно-глинистые высокоуглеродистые с бухиями; 9 – силициты глинистые и известковистые (кокколитофоридовые) высокоуглеродистые, с нодулями известняков; 10 – силициты и известняки кокколитофоридовые, глинистые, высокоуглеродистые послойно пиритизированные; 11, 12 – уровни с прослоями туфов (11) и туффитов (12); 13–16 – данные геофизического каротажа: 13 – индукционного, 14 – бокового, 15 – гамма-метода, 16 – нейтронного.



2021

Nº 2

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ



Типичные комплексы и ассоциации макрофауны	Фрагменты скелетов мелких рыб, единичные дисциниды	Пара-автохтонные и аллохтонные косточки и чешуя рыб в ассоциации с Опуситез – повсеместно: редкие аммониты, единичные <i>Inoceramus</i> sp.,	bucnia sp.	Пара-автохтонные и автохтонные Buchia sp.; аммониты, разроз-	Преимущественно автохтонные Преимущественно автохтонные Просегатия sp.: аммонищ. релкий	ихтиодптрит, Опуссийся	Аммониты, ихтиодетрит, <i>Onychites</i> , пара-автохтонные	Buchia sp. N Inoceramus sp.	Макрофауна редка. Аллохтонный ихтиодертит и его скопления, <i>Onychites</i>	Пара-автохтонный и аппохтонный ихтиолертит	и его скопления, Опусниея	Опусћијез, разрозненный ихтиодетрит; ассоциации двустворок родов	Buchia + Inoceramus + Liostrea или Buchia + Aequipecten;	ростры белемнитов	<i>Опусhites</i> , разрозненный ихтиодетрит	Ассоциация Onychites,	лингулярий и дисцинил, Chondrites isp., Pilichnus isp. Редкий ихтиодетрит
Наиболее характерные радиолярии		Williriedellum salymicum salymicum	Parvicingula khabakovi, W. salymicum salymicum,	Zhamoidellum boehmi, Zhamoidellum sp.	Parvicingula blomei.	P. rotunda, Praenarvicingula aff.	sencilla, Praeparvicingula	holdsworthi		Parvicingula jonesi, Parvicingula excelsa		Parvicingula blowi,	P. blowi sibirica, P. papulata,	Triversus tsunoensis, Zhamoidellum ovum.		÷	Zhamoidellum ovum, Paronaella mulleri, Parvicingula elegans, P. cf. blowi, P. papulata
Находки аммонитов	Neotollia klimovskiensis, Neotollia (?) sp.	Tollia cf. tolli, Neotollia klimovskiensis, Neotollia (?) sp.	Tollia cf. tolli, Tollia sp., Neatollia klimovskiensis, Neatollia cf. sibirica, Neatollia (?) sp. и аммониты облика, соответствующего зонам Bojarkia mesezhnikowi–Tollia tolli	Praetollia sp., Surites cf. analogus Praetollia sp., Borealites sp., Surites sp.,	cuseyeerta motot, surres or, ju cuas He ofdapyschla Prontollie moruori Diatoilia sibiineus	Ronkinites Cf. rossicus, Borealites (?) sp., Surfes sp.	Craspedites (Iaimyroceras) laevigatus, C. (C.) ct. okensis, C. (T.) cf. laimyrensis, Chetaites cf. chetae	Praechetaites exoticus, Praechetaites tenuicostatus,	Laugeites cf. groenlandicus, L. biplicatus	Epilaugeites cf. vogulicus, Epilaugeites (?) sp., Laugeites sp.	Laugeites spp.	Dorsoplanites antiquus, D. sibiriakovi, D. cf. maximus, Dorsoplanites spp., Strajevskya strajevskyi, Strajevskya cf. hoffmani, Pavlovia sp.		Dorsoplanites antiquus, D. cf. jamesoni,	Dorsoplanithae gen. et sp. indet, Faravirgattes lideri		Не обнаружены
прослоев Туфогенных Положение				T3	T2		TI	TT4									
йоп.Э	лие ская ут- вита		a a			2	a	:	٩	a	q	a				Ы	ITbl)
пачка	ловск олов рхнет подсі	9	v l			4	t		,	r	ç	1			ЗНДО	IKa ka 3 bň cBt	
яшпоТ	цачил ы/фр га/веј ская		вкнхqэ 8								RRH	тжиН				spex	Пач (пач акскс
тноєидоТ	По) глин свит лейм		TH(і горизоі			звски	онэжі	Баже			-			абал
Зоны по радиоляриям (Вишневская и др., 2020)	u	ulləbinilliW		khab Parvic Parvic Villiri	P. rotunda– P. alata	-i i	sənoi ı sləxə s	i rvicingula j arvicingula		ala 18— iwold	rvicingula Shkinae Vingula blo		Pa ant Parvi				
Установленные зоны по аммонитам (Западная Сибирь)		Neotollia klimovskensis	Tollia tolli Bojarkia mesezhnikowi	Surites analogus Hectoroceras	Chetaites	sibiricus	K. fulgens-Ch. chetae	Praechetaites exoticus	Epilaugeites	vogulicus– Laugeites	groenlandicus	Dorsoplanites	IIIAXIIIUS	Dorsoplanites	Paravirgatites lideri		
Ярус, подъярус	иижа	энжиН рижньгья	й	нски	berq	I	Вволжск.		İ	жскиў	невол	чдэqЭ	1		Нижне-	волжский	Кимеридж
пэдтО		пэм й	инжи	Н							вqо	і ввнх	geb	[
тэк ним тет			~137-				140.2-									0	- 148 -

Рис. 5. Стратиграфическая схема баженовского горизонта, положение и биостратиграфический возраст прослоев туфов и туффитов. T1–T4 – прослои туфов; TT1–TT4 – прослои туффитов; Кимерид. – кимериджский, В-волжск – верхневолжский.

ПАНЧЕНКО и др.

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ Nº 2

2021



ПАНЧЕНКО и др.

Рис. 6. Средне-верхневолжские аммониты баженовской свиты.

а, к – *Praechetaites tenuicostatus* (Schulgina), средневолжский подъярус, зона Exoticus (?): а – скв. Северо-Ватьеганская 193, гл. 2864.1 м (по ГИС 2861.7 м), пачка 4а, найден ниже туфового прослоя T1, но выше прослоев с туффитами (в 0.8 м ниже обр. 25, в 1.35 м выше обр. 51), к – скв. Лемпинская (Салымская) 2838, гл. 2824.8 м (по ГИС 2826.2 м), пачка 4а, найден ниже туфового прослоя T1 (в 0.5 м ниже обр. 16);

б, з – *Laugeites* cf. *groenlandicus* (Spath), средневолжский подъярус, зона Groenlandicus: б – скв. Северо-Ватьеганская 193, гл. 2865.15 м (по ГИС 2862.75 м), пачка 4а, найден в подошве пачки, найден между сериями туффитов TT1 и TT2 (в 1.85 м ниже обр. 25, в 0.3 м выше обр. 51), з – скв. Лемпинская (Салымская) 2838, гл. 2826.27 м (по ГИС 2828.9 м), пачка 3, найден в кровле пачки, ниже туфового прослоя T1 (в 1.4 м ниже обр. 16);

в – *Craspedites (Taimyroceras)* cf. *taimyrensis* (Bodyl.), верхневолжский подъярус, зона Taimyrensis, скв. Марталлеровская 42, гл. 2735.18 м (по ГИС 2734.68 м), пачка 4а, найден между туфовыми прослоями T1 и T2;

г – *Craspedites (Taimyroceras) laevigatus* (Bodyl.), верхневолжский подъярус, зона Taimyrensis, скв. Марталлеровская 42, гл. 2734.82 м (по ГИС 2734.32 м), пачка 4а, найден между туфовыми прослоями T1 и T2;

д, ж – *Strajevskya* cf. *hoffmani* (Ilov.), средневолжский подъярус, зона Strajevskyi, скв. Лемпинская (Салымская) 2838: д – гл. 2835.15 м (по ГИС 2837.3 м), пачка 2а, ж – гл. 2834.14 м (по увязке с каротажом 2836.3 м), пачка 2а;

е – Dorsoplanites (?) sp., средневолжский подъярус, скв. Лемпинская (Салымская) 2838, гл. 2834.26 м (по ГИС 2836.45 м), пачка 2а;

и – *Laugeites* sp. juv., средневолжский подъярус, скв. Лемпинская (Салымская) 2838, гл. 2826.08 м (по ГИС 2828.7 м), пачка 4а, найден вблизи подошвы пачки, ниже туфового прослоя T1 (в 0.6 м ниже обр. 16);

л, н – *Craspedites* (C.) сf. *okensis* (d'Orb.), верхневолжский подъярус, зона Okensis, скв. Поточная 2832: л – гл. 2727 м (по ГИС 2729.1 м), пачка 4а, найден выше туфового прослоя T1, н – гл. 2727.1 м (по ГИС 2729.2 м), пачка 4а, найден выше туфового прослоя T1, н – гл. 2727.1 м (по ГИС 2729.2 м), пачка 4а, найден выше туфового прослоя T1, н – гл. 2727.1 м (по ГИС 2729.2 м), пачка 4а, найден выше туфового прослоя T1, н – гл. 2727.1 м (по ГИС 2729.2 м), пачка 4а, найден выше туфового прослоя T1, н – гл. 2727.1 м (по ГИС 2729.2 м), пачка 4а, найден выше туфового прослоя T1, н – гл. 2727.1 м (по ГИС 2729.2 м), пачка 4а, найден выше туфового прослоя T1, н – гл. 2727.1 м (по ГИС 2729.2 м), пачка 4а, найден выше туфового прослоя T1, н – гл. 2727.1 м (по ГИС 2729.2 м), пачка 4а, найден выше туфового прослоя T1, н – гл. 2727.1 м (по ГИС 2729.2 м), пачка 4а, найден выше туфового прослоя T1, н – гл. 2727.1 м (по ГИС 2729.2 м), пачка 4а, найден выше туфового прослоя T1, н – гл. 2727.1 м (по ГИС 2729.2 м), пачка 4а, найден выше туфового прослоя T1, н – гл. 2727.1 м (по ГИС 2729.2 м), пачка 4а, найден выше туфового прослоя T1, н – гл. 2727.1 м (по ГИС 2729.2 м), пачка 4а, найден выше туфового прослоя T1, н – гл. 2727.1 м (по ГИС 2729.2 м), пачка 4а, найден выше туфового прослоя T1, н – гл. 2727.1 м (по ГИС 2729.2 м), пачка 4а, найден выше туфового прослоя T1, н – гл. 2727.1 м (по ГИС 2729.2 м), пачка 4а, найден выше туфового прослоя T1, н – гл. 2727.1 м (по ГИС 2729.2 м), пачка 4а, найден выше туфового прослоя T1, н – гл. 2727.1 м (по ГИС 2729.2 м), пачка 4а, найден выше туфового прослоя T1, н – гл. 2727.1 м (по ГИС 2729.2 м), пачка 4а, найден выше туфового прослоя T1, н – гл. 2727.1 м (по ГИС 2729.2 м), пачка 4а, найден выше туфового прослоя T1, н – гл. 2727.1 м (по ГИС 2729.2 м), пачка 4а, найден выше туфового прослоя T1, н – гл. 2727.1 м (по ГИС 2729.2 м), пачка 4а, найден выше туфового прослоя T1, н – гл. 2727.1 м (по ГИС 2729.2 м), пачка 4а, найден выше туфового прослоя T1, н – гл. 2727.1 м (по ГИС 2729.2 м), пачка

м – Dorsoplanites sp. juv., средневолжский подъярус, скв. Поточная 2832, гл. 2731.16 м (по ГИС 2733.26 м), пачка 4а, найден между прослоями туффитов ТТ3 и ТТ4.

*Примечание. ГИС – уточненная глубина по увязке с геофизическим каротажем.

предполагать, что этот прослой располагается вблизи границы среднего и верхнего волжского подъярусов или в самых низах верхневолжского подъяруса. Ниже туфа 1 в отложениях присутствуют аммониты родов *Praechetaites* и *Laugeites*, выше – *Craspedites* spp., включая *C.* (*C.*) cf. okensis (d'Orb.) и *C.* (*Taimyroceras*) spp., а также *Chetaites* cf. *chetae* Schulg.

Прослой туфа 2, по-видимому, находится в пределах аммонитовой зоны Chetaites sibiricus рязанского яруса (по находкам *Praetollia maynci* Spath, *Ronkinites* cf. *rossicus* (Schulgina), *Borealites* (?) sp., *Surites* sp. непосредственно под прослоем).

По данным анализа радиолярий в пределах первых двух туфовых прослоев отмечается ассоциация *Parvicingula blomei*, *P. rotunda*, *Praeparvicingula* aff. *sencilla*, *Praeparvicingula holdsworthi*, которые могут указывать на широкий стратиграфический интервал: от средне-верхневолжских подъярусов до рязанского яруса [Вишневская и др., 2020].

Под прослоем туфа 3 (ниже в 0.2-3 м) встречены аммониты *Praetollia* sp., *Borealites* sp., *Surites* sp., *Caseyceras* indet., *Surites* cf. *furcatus* зоны Hectoroceras kochi рязанского яруса; над этим прослоем аммониты не встречены.

Выше прослоя туфа 4 (в 0.5–5 м) определены Praetollia sp., Surites cf. analogus, соответствующие аммонитовой зоне Surites analogus. В вышележащей пачке 5b присутствуют Tollia cf. tolli и Neotollia klimovskensis, Neotollia cf. sibirica, Neotollia sp., характеризующие пограничный интервал рязанского и валанжинского ярусов.

Породы, вмещающие прослои туфа 3 и туфа 4, соответствуют интервалу развития ассоциации радиолярий Parvicingula khabakovi, Williridellum salymicum salymicum, Zhamoidellum boehmi, Zhamoidel-

lum sp., которая соответствует большей части рязанского яруса [Вишневская и др., 2020].

Таким образом, прослои туффитов и туфа 1 приурочены к границе среднего и верхнего подъярусов волжского яруса верхней юры и находятся вблизи дискуссионной (в планетарном масштабе) границы юры и мела. Прослой туфа 2 маркирует рязанский региоярус и относится уже к меловому интервалу разреза (здесь и далее используется датировки по [Bralower et al., 1990; Lena et al., 2019]). Формирование прослоев туфа 3 и туфа 4 происходило в позднерязанское время.

Непостоянное количество туфогенных прослоев от разреза к разрезу, вероятно, объясняется присутствием перерывов на интервале пачек 3-5 баженовского горизонта (см. рис. 4), связанных с ненакоплением осадков или их размывом. Отсутствие прослоев туффитов на северо-западе изученной территории ассоциируется с резкими литологическими контактами и эрозионными границами, свидетельствующими о сокращении объема отложений вблизи границы пачек 3 и 4. На юго-востоке и востоке территории развиты стратиграфически более полные разрезы, в них наблюдается постепенный переход от радиоляритов пачки 3 к глинистым силицитам пачки 4. Таким образом, по присутствию туфов и туффитов можно судить о стратиграфической полноте конкретного разреза.

Четкое стратиграфическое положение туфогенных прослоев и их приуроченность к относительно монотонным и слабоизменчивым баженовским пачкам позволяет установить диахронность границ последних (см. рис. 4). Выделенные в баженовском горизонте 6 пачек устойчиво прослеживаются в центральной области его разви-



Рис. 7. Рязанские и нижневаланжинские аммониты баженовской свиты.

a – *Chetaites sibiricus* Schulgina, рязанский ярус, зона Maynci (Sibiricus), скв. Северо-Ватьеганская 193, гл. 2862.7 м (по ГИС 2860.3 м), пачка 4а, найден между туфовыми прослоями T1 и T2 (в 0.6 м выше обр. 25);

б — *Tollia* sp. ind., пограничный интервал рязанского и валанжинского ярусов, скв. Марталлеровская 42, гл. 2725.11 м (по ГИС 2724.61 м), пачка 6, найден вблизи ее подошвы;

в – Surites sp., рязанский ярус, скв. Верхнесалымская 2316, гл. 3263.2 м (по ГИС 3263.4 м), пачка 4b, найден между туфовыми прослоями T1 и T2;

r – Hectoroceras cf. kochi Spath., рязанский ярус, зона Kochi, скв. Верхнесалымская 45, гл. 2966.16 м, пачка 4b;

д – Surites sp., рязанский ярус, зона Kochi, скв. Верхнесалымская 45, гл. 2966.16 м, пачка 4b;

e – *Surites* sp. indet., рязанский ярус, скв. Верхнесалымская 2316, гл. 3263.14 м (по ГИС 3263.34 м), пачка 4b, найден между туфовыми прослоями T1 и T2;

ж – *Praetollia* sp., рязанский ярус, скв. Лемпинская (Салымская) 2838, гл. 2823.54 м (по ГИС 2824.54 м), пачка 4b, найден между туфовыми прослоями T1 и T2 (в 0.35 м выше обр. 16);

з – *Praetollia* sp. (?), рязанский ярус, скв. Лемпинская (Салымская) 2838, гл. 2823.49 м (по ГИС 2824.49 м), пачка 4b, найден между туфовыми прослоями T1 и T2 (в 0.4 м выше обр. 16);

и – *Praetollia* sp. (sp. nov.?), рязанский ярус, скв. Лемпинская (Салымская) 2838, гл. 2823.24 м (по ГИС 2824.24 м), пачка 4b, найден между туфовыми прослоями T1 и T2 (в 1.4 м выше обр. 16);

к – *Surites* sp. indet., рязанский ярус, скв. Новонялинская 30 (×2), гл. 2757.5 м (по ГИС 2756.25 м), пачка 5а, найден ниже туфового прослоя Т3 или Т4 (?) (в 7 м ниже обр. 39);

л, м – Neotollia klimovskiensis (Krimholz), нижний мел, валанжин, зона Neotollia klimovskiensis: л – скв. Поточная 2832,

гл. 2691.44 м, пачка 6, м – скв. Новонялинская 30, гл. 2750.55 м (по ГИС 2749.15 м), пачка 5b, найден выше туфового прослоя Т3 или Т4 (?) (в 9 м выше обр. 39).

*Примечание. ГИС – уточненная глубина по увязке с геофизическим каротажем.

тия, на площади более 1 млн км², а их границы соответствуют субрегиональным перестройкам режима седиментации [Панченко и др., 2016]. Диахронность границ пачек можно оценивать относительно расположения туфогенных прослоев. На рис. 4 показано "скольжение" литостратиграфических границ относительно туфовых прослоев. Следовательно, появляется возможность проведения хроностратиграфической корреляции отдельных уровней баженовского горизонта.

Состав туфогенных прослоев

Структурно-текстурные и минералогопетрографические особенности туффоидов

В петрографических шлифах наблюдается выраженная контрастность состава туфогенных прослоев по отношению к вмещающей породе. Прослои обособлены четкими границами, часто имеют нормальную градационную сортировку исходного пирокластического материала; обломки угловатые, неориентированные, без признаков водной транспортировки. Вулканогенный материал сильно изменен: чаще всего подвержен глинизации, реже – окремнению. При этом окремнение привело практически к полной неузнаваемости пирокластических компонентов. Поэтому при изучении структурно-текстурных и минералогических особенностей наибольшее внимание было уделено глинизированным прослоям туфов и туффитов (рис. 8-10).

Значительная степень вторичных изменений затрудняет реконструкцию исходного пирокластического материала баженовских туфов и туффитов, а также определение его характеристик. Однако подобные преобразования типичны для ископаемого ювенильного вулканогенного вещества [Ван, Казанский, 1985; Юдович, Кетрис,

1988, 2000, 2010, 2011; Ван и др., 2011 и др.] Поэтому здесь уместно применить аналогии с результатами изучения вторично измененных туффоидов [Ван, Казанский, 1985; Маслов и др., 2006; Юдович, Кетрис, 2011 и др.]. Известно, что вулканическое стекло наиболее подвержено изменениям и перекристаллизации. В морских условиях по нему формируется целый ряд минералов: цеолиты, смектиты, хлориты, а также галлуазит, каолинит и прочие [Ван, Казанский, 1985]. Чем ниже кремнекислотность исходного стекла, тем выше степень его неустойчивости. Это же правило действует и для кристаллокластов и литокластов: мафические (с наименьшим содержанием SiO_2) будут подвержены изменениям в первую очередь, согласно порядку кристаллизации магматических минералов (от оливина, пироксенов и основных плагиоклазов - к кислым плагиоклазам и кварцу) [Ван, Казанский, 1985]. При изучении туффоидов эти особенности были приняты во внимание при интерпретации их состава и заключениях о типе исходного вещества.

Границы туффоидов с вмещающими отложениями согласные, подошвы слойков часто отчетливые и резкие, иногда неровные за счет вдавливания отдельных зерен в подстилающие отложения (см. рис. 8а, б). Во вмещающих породах вдоль границ с туффоидами часто прослеживаются сульфидное ожелезнение (пиритизация) и доломитизация (см. рис. 8).

Все изученные глинизированные туффоиды отличаются сходными структурными характеристиками и относительно постоянным минеральным составом. Основная глинистая масса имеет однообразный вид во всех образцах (см. рис. 8– 10), в поляризованном свете характеризуется однородным погасанием (погасание монокристалла). Изменения проявляются, в основном, в вари-



Рис. 8. Микрофотографии прослоя пеплового туфа 1 (T1 и T1 + tt) в петрографических шлифах. а, б – полный срез прослоя, с ожелезненной подошвой, центральная часть территории исследований, обр. 16; в, г – типичный вид образцов прослоев из западных частей территории: видно множество зерен, интенсивные ожелезнение и доломитизация по границам туфа, обр. 4; д, е – характерный вид первого туфового прослоя из восточной области территории: преимущественно однородная глинистая масса с редкими зернами, тяготеющими к подошвенной части

прослоя, обр. 25. Фотографии а, в, д – без анализатора; б, г, е – с анализатором.

Pl – кристаллокласты плагиоклаза, Kln – зерна каолинита и галлуазита, Ру – зона пиритизации и сульфидного ожелезнения, Dol – зона доломитизации. Белой стрелкой показана ориентировка слоев, с указанием верха.

ациях присущего ей зеленовато-бурого оттенка (от насыщенного зелено-бурого до светлого коричневато-серого) и в содержании тонкой рудной "пыли" (5–10%). В строении основной массы туффоидов повсеместно отмечается неправильная, "рваная" горизонтальная линзовидность, обусловленная разной степенью сцементированности и насыщенности пигментирующим веществом (см. рис. 8в–е). Наиболее однородные интервалы развития глинистой массы тяготеют к верхним, прикровельным частям туфовых слойков, подчеркивая текстуру нормальной градационной сортировки первичных компонентов.

Результаты электронной микроскопии также указывают на однотипный элементный состав основной глинистой массы (рис. 11, табл. 1). Однообразие наблюдается и на рентгеновских ди-

родные интяготеют к ким обломкам вулканического стекла. Последовых слойой градаципреобладать в осаждающихся пепловых тучах.

слойные слюда-смектиты.

В петрографических шлифах на фоне глинистой массы различимы отдельные, хаотично ориентированные зерна, распределение которых практически всегда имеет признаки градационной сортировки (см. рис. 8). В пределах одного

фрактограммах образцов глинизированных ту-

фов (см. рис. 10), демонстрирующих преимуще-

ственно один и тот же набор минеральных фаз,

среди которых заметно преобладают смешанно-

масса – это наиболее измененный продукт в туф-

фоидах, поэтому, вероятнее всего, она развива-

Нами предполагается, что основная глинистая



Рис. 9. Характер обломков и вмещающей массы в глинизированных туфах (петрографические шлифы). а-г – участок из кровельной части первого туфового прослоя (а, б – обр. 16; в, г – обр. 25); д–з – участок подошвенной части первого туфового прослоя (д, е – обр. 4; ж, з – обр. 25). Фотографии а, в, д, ж – без анализатора, б, г, е, з – с анализатором.

Pl – кристаллокласты плагиоклаза, Kln – зерна каолинита и галлуазита, Fe – тонкая примесь рудных минералов. Все фотографии ориентированы по залеганию прослоев (снизу вверх).



Рис. 10. Типичная дифрактограмма порошкового препарата измененного (глинизированного) пеплового туфа (обр. 13).



Рис. 11. Микрофотографии измененных пепловых туфов (РЭМ), с номерами точек определения элементного состава (см. табл. 1).

a — распределение в различной степени сохранившихся кристаллокластов в глинизированной основной массе; б — игольчатые и остроугольные кристаллокласты плагиоклаза; в — относительно свежие кристаллокласты калиевого полевого шпата; г — существенно преобразованный кристаллокласт полевого шпата; д, е — зерна каолинита (замещение химически неустойчивых кристаллокластов); ж — зерна барита в глинизированной основной массе. Красными точками обозначены области определения зондового элементного состава, красными цифрами указана нумерация точек анализа (согласно табл. 1).

Pl – кристаллокласты плагиоклаза, Kln – зерна каолинита и галлуазита, Kfs – калиевый полевой шпат, Fsp – сильно измененный полевой шпат, Brt – барит.

того же туфового прослоя, вскрывающегося в разрезах разных скважин, количество зерен непостоянно и изменяется по площади (см. рис. 8, 9). При этом во всех туфовых прослоях наиболее высокая концентрация зерен наблюдается в подошвенной части, тогда как по направлению к кровле их размерность и количество уменьшаются. Для туффитов это правило не всегда выдерживается. По данным электронной микроскопии и рентгеновской дифрактометрии, зерна представлены агрегатами каолинита и полевыми шпатами, в меньше степени – кварцем, пиритом, доломитом и родохрозитом (см. рис. 10, 11, табл. 1).

Среди зерен отмечаются два преобладающих морфологических типа. Первый тип зерен обнаружен во всех образцах. Представлен угловатыми (неокатанными), часто игольчатыми обломками полевых шпатов (диагностируются, в основном, плагиоклазы) и изредка — кварца (см. рис. 8–11, табл. 1). Этот материал не подвергался заметной механической обработке в водной среде. Морфология, сортировка и ориентировка зерен позволяют отнести их к кристаллокластам пепловой природы.

Второй тип зерен — овально-округлые, сравнительно более крупные, вероятно аутигенные, образования слоистого и слоисто-волокнистого строения, представленные минералами группы каолинита. Волокнистое погасание зерен в скрещенных николях обнаруживает структуру, свойственную галлуазиту — многоводной модификации каолинита. По данным электронной микроскопии минералы с каолинитовым составом в действительности отвечают двум разным структурным формам (см. рис. 11д, е, табл. 1).

На изученной территории каолинитовые зерна в туффоидах встречаются не повсеместно, а в локальных областях распространения измененных пирокластических прослоев, в наиболее значительных количествах они присутствуют в запад-

N⁰	Минорони				Элем	ент, м	ac. %			
точки	минералы	0	Na	Mg	Al	Si	K	S	Fe	Ba
1	Смешаннослойный слюда-смектит (основная масса)	44.44			21.14	31.0	3.42			
4	Смешаннослойный слюда-смектит (основная масса)	53.92	1.52		16.66	25.2	2.73			
6	Смешаннослойный слюда-смектит (основная масса)	49.02			18.77	29.2	2.98			
7	Смешаннослойный слюда-смектит (основная масса)	56.41			19.48	24.1				
10	Смешаннослойный слюда-смектит (основная масса)	56.29			16.48	25.2	2.02			
13	Смешаннослойный слюда-смектит (основная масса)	51.94			20.1	26.0	1.96			
2	Плагиоклаз (кристаллокласт)	49.85	8.49		10.52	31.1				
3	Калиевый полевой шпат (кристаллокласт)	45.05	1.17		19.51	31.2	3.09			
5	Полевой шпат измененный (кристаллокласт)	35.83	3.94	0.71	17.19	39.9	2.44			
8	Каолинит (замещение кристаллокластов)	53.94			17.73	26.1	2.26			
9	Каолинит (замещение кристаллокластов)	60.19			18.68	21.1				
11	Пирит (аутигенный, в приконтактовой зоне)							61.51	38.49	
12	Барит (аутигенный, в матриксе)	13.47						8.03		78.5

Таблица 1. Результаты определения элементного состава минеральных фаз, слагающих измененные пепловые туфы (прослой "туф 1")

ных районах. В ряде случаев наблюдается обрастание каолинитом наиболее измененных зерен полевых шпатов. Обособленность аутигенных зерен, их оформленные четкие контуры, генетическое родство с полевыми шпатами позволяют предполагать, что минералы группы каолинита развиваются по кристаллокластам, наследуя текстуру градационной их сортировки в осадке. Учитывая различную сохранность полевых шпатов, варьирующую от "чистых", практически неизмененных зерен до сильно преобразованных, можно предположить, что аутигенные зерна замещают обломки наименее устойчивых форм плагиоклазов (с наиболее основным составом). Необходимые условия для роста каолинита достигались в условиях кислой среды, созданной избытком реакционноспособного ОВ; возможно, формирование каолинита происходило через другие промежуточные минеральные формы.

Таким образом, основная глинистая масса в исследованных породах интерпретируется как продукт девитрификации вулканического стекла. Слабоизмененные зерна плагиоклаза и кварца – это наиболее кислые по химизму разности минералов из всей совокупности осаждавшихся кристаллокластов. Зерна каолинита, напротив, маркируют самые основные по составу компоненты исходной тефры – вероятнее всего, кристаллокласты основного плагиоклаза. В пользу этого свидетельствует высокая насыщенность алюминием основных плагиоклазов по сравнению с кислыми (содержание Al_2O_3 в анортите 36.7% против 19.35% в альбите), который необходим для роста каолинитовых минералов.

Ниже приводится описание трех различных по петрографическим признакам типов туффоидов.

1. <u>Глинизированные вулканические туфы</u> по исходной структуре определяются как кристалловитрокластические средне-мелко-обломочные, со слоистой горизонтальной нормальной градационной текстурой, образованной в результате уменьшения размерности зерен (кристаллокластов) и их концентрации снизу вверх по разрезу слоя (см. рис. 8, 9).

Прослои измененных туфов в основном сложены однородной глинистой массой (от 50 до 70% объема породы), в которой может присутствовать примесь тонкообломочного материала, линзочки и глобули измененного вулканического стекла (?), зерна каолинита алевритово-мелкопесчаной размерности, редкие кристаллокласты плагиоклаза и единичные – кварца. Основная масса туфов, состоявшая в основном из тонких обломков вулканического стекла, была интенсивно глинизирована с образованием смешанослойных глинистых минералов, каолинита и волокнистого галлуазита. Иногда на фоне однород-



Рис. 12. Микрофотографии туффитов (петрографический шлиф): а, б – глинизированных, в, г – окремнелых. а – ритмичное строение измененного глинизированного туффита: однородное вещество рыже-бурого цвета – прослойки девитрифицированной пирокластики, отдельные белые зерна – таблички плагиоклазов, хаотично расположенные в слойке. Точечным пунктиром показана подошва туфогенных слойков (относительно отчетливые границы), обычным пунктиром – кровля (постепенные переходы); б – тонкая кристалловитрокластическая структура в туффите с табличками плагиоклазов; в – тонкий слоек окремнелой пирокластики, залегающей в подошве прослоя туффитов. Пунктиром показана нижняя граница слойка (выдержанная, ровная); г – глобулярная структура окремнелых пирокластических компонентов. Точечным пунктиром оконтурены отдельные глобули.

Tuff – туфогенная порода, Mtx – вмещающие баженовские силициты, Otz – кремневые глобули. Белой стрелкой показана ориентировка слоев, с указанием верха.

ной вмещающей массы наблюдаются мелкие (до 0.01 мм) кристаллокласты и микролиты плагиоклаза; встречаются редкие идиоморфные бипирамидально-призматические кристаллы циркона, аутигенные пирит, доломит, кальцит, зоны окремнения (до 15% объема породы). Интенсивные вторичные изменения развиваются вдоль контактов с вмещающей породой (см. рис. 8). Самые тонкие прослои туфов (менее 2 мм) испытали наиболее сильную пиритизацию и доломитизацию, в них приконтактовые (подошвенные и кровельные) зоны изменения по мощности сопоставимы с мощностями туфогенных слойков.

Кристаллокласты плагиоклаза и зерна каолинита в наиболее заметном количестве (до 25 об. %) присутствуют в нижних частях туфовых прослоев и часто образуют скопления вблизи подошвы, за счет которых нижняя граница резкая и отчетливая. Кровля туфовых прослойков отчетливо не выражена, наблюдается постепенный переход к перекрывающим баженовским отложениям (см. рис. 8). Кристаллокласты, как правило, не ориен-

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ № 2 2021

тированы вдоль слоистости. Характерны угловатая, копьевидная и оскольчатая формы зерен. Размерность кристаллокластов и их концентрация непостоянны и варьируют в туфах, вскрытых разными скважинами.

Обломки плагиоклазов имеют размеры 0.01– 0.8 мм, преобладающая размерность 0.05–0.1 мм. Состав плагиоклазов, определенный по углам погасания полисинтетических двойников в некоторых неизмененных кристаллокластах, в основном соответствует андезину, реже – олигоклазу, в единичных случаях диагностируется лабрадор.

Изменения состава и структурно-текстурных особенностей туфов связаны с вариациями в них количества зерен аутигенных минералов и плагиоклазов. Так, при движении с запада на восток их содержание в глинистой массе заметно уменьшается (см. рис. 8в-е). При этом основная масса становится однородной, менее интенсивно окрашенной, а вторичные изменения плагиоклазов – слабо проявленными. Предполагается, что на востоке территории в туфах преобладали более кислые разности плагиоклаза. Совокупность таких наблюдений позволяет предполагать дифференциацию исходных пеплов по составу в направлении с запада на восток.

2. Глинизированные туффиты в шлифах выглядят как частое (доли мм-первые мм) неравномерное или ритмичное чередование слойков измененной туфогенной глинистой массы с сопоставимыми по мощности слойками баженовских углеродистых силицитов (рис. 12). Последние представлены теми же породами, которые залегают выше и ниже прослоев с пирокластикой. В туффитах различаются обособленные тонкие прослойки измененного пирокластического материала, которые сложены тем же веществом. что и глинизированные туфы, но отличаются присутствием (от первых процентов до 20%) осадочных и биогенных компонентов кремневого, карбонатного и углеродистого составов. Для туффитов характерны угловатые и таблитчатые кристаллокласты плагиоклазов. Наблюдаются такие же взаимоотношения тонких туфогенных слойков с вмещающими породами, как и у глинизированных туфов: подошва, как правило, отчетливо выраженная и постепенный, "растянутый" переход к вышележащим баженовским силицитам (см. рис. 12).

3. Некоторые из прослоев, при макроскопических наблюдениях отнесенные к туфам или туффитам (по аналогии с ранее изученными в шлифах), отличаются повышенной твердостью и крепостью из-за вторичного окремнения или окварцевания. В петрографических шлифах видно, что они сложены округлыми кремневыми глобулями мелко-среднепесчаной размерности, между которыми располагаются тонкие линзочки или примазки бурой глины, часто с органическим веществом (см. рис. 12в, г). Эти прослои относятся к наиболее интенсивно измененными туфам и туффитам. Окремнение в них могло быть связано с гидрослюдизацией ранее образованного монтмориллонита и высвобождением свободного кремнезема. Окремнение обычно наблюдается в туффоидах, которые залегают в баженовских породах с повышенной кремнистостью, в частности вблизи прослойков окремненных радиоляритов. Вероятно, окремнение туффоидов было связано со специфическими диа- и катагенетическими процессами, протекающими в выше- и нижележащих баженовских силицитах, обогащенных остатками радиолярий.

Результаты наших исследований, а также анализ опубликованных материалов по баженовским туффоидам [Булатов и др., 2017; Шалдыбин и др., 2018] показывают однотипность и выдержанность минерального состава туфогенных прослоев как по площади распространения, так и в прослоях разного возраста. Выделенные в работе М.В. Шалдыбина с соавторами [2018] два типа минеральных ассоциаций в составе исследованных ими образцов мы связываем с присутствием каолинитовых зерен и вариациями их содержания, поскольку их распространение в туффоидах непостоянно и меняется по площади. На дифрактограммах вторично окремненных туффоидов представлен преимущественно кварц, по минеральному составу подобные туффоиды практически не изменяются.

Выводы по минеральному составу основываются на детальном комплексном анализе наиболее мощных прослоев туфов (первого и второго), концентрирующих наибольшее количество пирокластического материала и в меньшей степени зависящих от вторичных изменений. Исходя из однотипности петрографических характеристик всех категорий прослоев, выводы, полученные с помощью рентгенофазового анализа и электронной микроскопии по первым двум прослоям туфов, аппроксимированы на прослои туфов 3 и 4, а также прослои туффитов. Последние три группы туффоидов характеризуются крайне малой мощностью и сильнее подвержены вторичным изменениям.

Можно заключить, что вулканогенный материал, накопившийся в виде прослоев на дне баженовского моря, исходно был относительно выдержан по первичному составу, с небольшими вариациями соотношения компонентов по площади в результате ветровой и гидродинамической транспортировки. Впоследствии, после осаждения, пирокластический материал испытал преобразования минерального состава. В нормально морских условиях по пирокластическим компонентам развивался монтмориллонит, в дальнейшем перешедший в смешаннослойные слюдасмектиты. В условиях избытка ОВ в подстилающих баженовских илах создавалась кислая среда, благодаря которой формировались минералы группы каолинита. Большинство мафических минералов претерпели интенсивное выщелачивание.

В результате вторичных изменений в туфогенных прослоях образовались пирит (до 5–15%) и доломит (до 5–10%, редко до 20%); развивалось окремнение. Последний процесс происходил, вероятно, аллохимически, с привносом кремнезема, ОВ и выносом выщелоченных неустойчивых компонентов, что существенно видоизменяло текстуру и структуру пирокластических пород. Наиболее интенсивные вторичные изменения характерны для приконтактовых зон туфов и туффитов с баженовскими отложениями. Здесь наблюдаются зоны ожелезнения и доломитизации, маркирующие вынос железа, магния и кальция из туффоидов во вмещающие породы.

оторых редких и радиоактивных (г/т) элементов в измененных пепловых	
) и нек	анализ
2. Содержание породообразующих оксидов и элементов (мас. %	ффитах и баженовских силицитах (рентгено-флуоресцентный :
Таблица	туфах, ту

						0.2		((i	(÷		÷	t	¢		Ē
Š	Категория		Na ₂ U	MgU	AI_2U_3	SIU ₂	$\mathbf{N}_2\mathbf{O}$	CaO	1102	MnO	re _{o6m} "	$\Gamma_2 O_5$	³ o6Ⅲ	Zr,	Ba,	Ú.	Ιh,
o6p.	прослоев	мас. %	мас. %	мас. %	мас. %	mac. %	mac. %	Mac. %	мас. %	мас. %	mac. %	Mac. %	Mac. %	Γ/T	Γ/T	Γ/T	Γ/T
-	T1	17.87	0.88	0.97	28.00	44.27	2.21	0.14	0.19	<0.005	1.54	0.05	1.10	54	13480	107	39
2	T1	17.42	1.40	1.98	19.48	48.98	1.59	1.26	0.36	0.01	3.39	0.09	2.52	84	6898	35	51
3	T1	15.01	1.43	2.07	30.26	42.02	2.13	3.50	0.25	0.02	06.0	0.07	0.79	32	7981	24	42
4	T1	13.81	1.62	1.34	32.21	43.13	1.90	1.54	0.26	0.01	1.61	0.09	1.00	59	7752	41	59
5	T1	12.97	1.52	1.13	31.56	43.88	2.65	0.31	0.28	0.02	2.32	0.10	1.59	92	8626	45	45
9	T1	12.28	0.98	1.06	26.19	49.32	2.38	0.44	0.38	0.02	3.03	0.11	2.45	116	6553	<10	25
7	T1	12.67	0.79	0.67	30.13	49.22	1.87	0.26	0.40	<0.005	1.11	0.09	1.26	72	7492	<5	22
8	T1	13.16	0.91	0.78	34.75	43.53	1.84	0.23	0.32	<0.005	1.60	0.10	1.06	62	8881	13	37
6	T1	13.00	0.62	0.59	32.05	48.13	1.34	0.21	0.42	0.007	0.70	0.07	0.83	58	4100	32	46
10	T1	12.08	0.74	1.00	26.47	49.92	2.52	0.29	0.42	<0.005	1.06	0.10	1.63	55	22 183	15	48
11	T1	11.91	1.07	1.35	33.13	46.37	2.17	0.32	0.37	<0.005	0.70	0.13	0.79	97	6807	44	69
12	T1	12.09	1.15	1.07	31.14	45.67	2.27	0.28	0.36	<0.005	1.51	0.14	1.51	70	11955	54	55
13	T1	13.07	1.03	0.98	33.19	44.68	2.12	0.32	0.31	<0.005	0.92	0.13	0.81	92	13975	59	66
14	T1	11.49	1.20	1.26	26.59	51.60	2.90	0.44	0.42	0.00	1.23	0.12	0.62	92	11928	73	62
15	T1	13.07	0.38	0.77	29.62	50.42	1.83	0.39	0.45	0.01	0.82	0.06	0.84	104	628	62	105
16	T1	13.18	1.32	1.05	27.17	46.45	2.77	0.33	0.37	0.01	2.43	0.18	1.43	111	12739	80	73
17	T1	13.33	1.18	0.81	33.71	43.45	2.22	0.34	0.32	0.01	1.38	0.13	1.10	67	9630	<10	31
18	T1	13.41	1.18	0.95	31.34	44.74	2.52	0.28	0.35	0.01	1.35	0.11	1.21	62	13577	<10	47
20	T1	12.50	1.56	1.13	30.71	46.08	2.56	0.69	0.32	0.01	1.58	0.13	1.01	89	7816	48	65
21	T1	12.83	1.01	1.19	26.31	52.39	2.12	0.29	0.47	0.01	1.06	0.07	0.82	53	6573	23	79
22	T1	14.18	1.00	0.96	25.87	49.26	2.03	0.24	0.38	<0.005	2.32	0.11	1.60	90	10931	52	77
23	T1	13.67	1.50	1.70	23.47	51.98	1.56	0.77	0.36	0.01	1.46	0.11	1.77	117	7997	48	51
24	T1 + tt	11.62	1.10	1.33	29.11	47.92	3.33	0.95	0.41	0.02	1.40	0.14	0.88	133	5353	39	72
25	T1 + tt	11.67	0.93	2.11	30.24	46.20	4.78	0.36	0.25	<0.005	1.00	0.08	0.79	78	8176	40	69
26	T1 + tt	11.63	1.05	1.49	27.78	48.45	3.99	0.59	0.37	0.01	1.63	0.11	0.96	105	6206	74	74
27	T1 + tt	12.99	0.54	0.60	29.44	49.87	2.09	0.24	0.52	0.01	1.06	0.08	0.85	93	1421	40	84
28	T1 + tt	10.24	0.67	2.55	23.06	54.30	5.01	0.55	0.35	0.01	1.43	0.07	0.96	116	2906	66	71
29	T2	12.66	0.70	1.36	24.01	49.30	3.47	0.13	0.28	0.01	3.06	0.02	2.46	56	9396	13	<10
30	T2	10.96	0.86	1.22	26.58	51.34	3.91	0.17	0.30	<0.005	0.30	0.03	0.35	51	10375	<10	<10

163

$ \begin{array}{llllllllllllllllllllllllllllllllllll$
$ \begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$
0.88 10.65 48.93 1.65 2.30 0.43 0.01 3.64 0.63 4.61 152 3084 88 8 8 8 8 8 9 9 9 9 9 9 9 9 9 9 9 9 9 9 9 9 9 9 9 9 9 9 9 9 9 9 9 9 9 9 9 9 9 9 9 9 9 9 9 9 9 9 9 9 9 9 9 9 9 9 9 9 9 9 9 9 9 9 9 9 9 9 9 9 9 9 9 9 9 9 9 9 9 9 9 9 9 9 9 9 9 9 9 9 9 9 9

164

Таблица 2. Окончание

ПАНЧЕНКО и др.

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ТУФЫ И ТУФФИТЫ

Номе	р образца	4	5	6	7	10	14	15	18	19	21	22
категор	ия прослоев	T1	T1	T1	T1	T1	T1	T1	T1	T1	T1	T1
	погрешность											I
элементы	определения,					конц	ентраци	ия, мкг/	Г			
	мкг/г											
Li	0.03	27.3	20.6	61.8	105.8	40.5	38.1	51.4	32.2	28.8	29.3	134.9
Be	0.07	1.2	1.7	2.5	2.1	1.9	2.3	2.2	2.5	2.3	1.5	0.64
Sc	0.1	9.2	12.1	8.1	9.6	8.9	10.8	11.2	10.3	13.9	7.1	7.9
V	0.8	589	933	990	1521	1858	1028	870	2034	1842	1892	488
Cr	0.9	17.3	20.5	33.6	42.8	46.2	17.5	25.4	37.0	106.3	36.2	8.8
Co	0.3	14.8	30.0	16.9	5.7	5.4	6.9	5.6	8.2	28.3	4.5	4.8
Ni	0.9	18.1	21.9	62.8	38.8	46.6	16.1	32.4	91.3	411	26.2	30.7
Cu	0.7	45.2	49.5	53.2	52.3	83.8	50.7	104	40.6	71.8	57.0	33.4
Ga	0.04	13.5	15.1	10.7	10.2	16.0	20.4	22.2	17.0	14.8	17.0	60.6
Zn	0.9	73.1	93.2	199	211	69.4	206	330	62.1	200	17.4	9.1
As	0.1	12.8	20.9	48.2	27.2	11.3	7.0	20.0	33.9	44.0	9.3	11.0
Se	1	12.2	26.2	230	84.2	22.1	13.2	27.4	64.3	41.1	4.5	<ПО
Rb	0.1	27.9	37.7	40.5	30.3	44.7	47.0	39.8	36.9	33.2	41.3	37.9
Sr	0.1	540	298	222	182	247	371	503	259	355	154	222
Y	0.1	10.8	8.3	4.5	3.3	3.1	9.6	11.6	2.7	5.5	3.9	18.2
Zr	0.1	57.9	91.7	123	74.1	63.0	77.4	111	68.0	142	67.9	132
Nb	0.05	1.5	1.4	1.8	1.6	1.6	1.7	2.1	1.6	2.4	2.1	3.9
Mo	0.08	10.4	41.8	57.4	25.8	23.7	19.2	21.9	41.6	56.1	24.0	16.7
Ag	0.05	0.4	0.6	0.9	0.6	4.9	0.6	0.92	0.7	1.0	1.8	0.17
Cd	0.08	1.8	2.4	4.7	4.8	2.1	5.6	7.2	2.2	4.6	0.6	1.0
Sb	0.1	3.6	12.6	18.6	4.2	8.1	5.4	7.8	6.7	12.2	4.4	2.2
Cs	0.01	2.4	2.8	4.3	2.6	4.0	4.3	3.4	2.5	2.1	3.3	4.2
Ba	0.08	6368	7216	5887	6493	23207	10867	10295	15406	5571	5952	575
La	0.02	20.7	18.0	10.1	8.6	30.7	42.5	58.2	25.4	24.3	25.6	21.5
Ce	0.03	49.3	46.8	22.6	20.6	63.4	98.1	116	57.7	56.2	47.4	44.7
Pr	0.01	5.7	5.0	2.4	2.1	5.8	10.9	12.5	5.4	5.8	4.1	4.7
Nd	0.01	21.2	19.8	9.2	8.2	18.0	41.2	45.3	18.0	20.5	12.5	16.6
Sm	0.01	4.0	3.1	1.4	1.2	2.0	5.7	7.9	1.8	2.9	1.6	2.6
Eu	0.01	1.1	0.69	0.23	0.23	0.30	1.2	1.2	0.28	0.56	0.21	0.56
Gd	0.01	3.3	2.0	1.0	0.77	0.88	3.2	4.2	0.84	1.7	1.1	2.4
Tb	0.007	0.40	0.30	0.13	0.10	0.10	0.36	0.46	0.10	0.20	0.15	0.39
Dy	0.01	2.5	1.7	0.94	0.72	0.71	2.3	2.6	0.71	1.2	0.84	3.1
Но	0.005	0.44	0.34	0.15	0.11	0.13	0.45	0.48	0.11	0.20	0.16	0.61
Er	0.008	1.1	1.0	0.46	0.35	0.41	1.3	1.5	0.31	0.59	0.47	2.4
Im	0.008	0.15	0.14	0.06/	0.053	0.066	0.19	0.21	0.050	0.084	0.071	0.34
Yb	0.01	0.99	1.06	0.52	0.43	0.63	1.4/	1.4/	0.43	0.65	0.64	2.60
Lu	0.008	0.15	0.15	0.085	0.06/	0.13	0.21	0.23	0.087	0.097	0.10	0.35
	0.04	3.1 1 1	5.5 1.2	0.8	5.9 1 0	4.4	5.I	5.4 2.1	4.5	3.I 1.0	4.5	1.2
1a W	0.03	1.1	1.3	1.5	1.8	2.1	2.4	2.1	1.8	1.0	2.3	3.0
W Di-	0.03	24.1	/9.4	140	0.80	1.0	21.3	1.5	0.86	1.1	0.42	2.0
Р0 Р:	0.1	42.5	98.8	98.4	38.2	34.9	31.1	05.5	37.1 2.0	04.2	22.1	19.3
B1 Tr	0.01	1.5	1.9	1.9	2.0	1.8	1.8	1./	2.0	1.0	2.0	2.2
Th	0.01	46.8	35.6	21.8	27.2	50.6	60.3	68.7	44.8	41.9	72.4	80.1
U	0.01	38.7	43.4	3.5	5.0	17.6	70.2	51.6	12.2	27.1	22.2	61.5

Таблица 3. Микроэлементный состав измененных пепловых туфов, туффитов и вмещающих пород баженовской свиты по результатам анализа ICP-MS

Таблица 3. Продолжение

№ обр.	23	24	25	26	27	28	29	31	37	39	40	41
категория	T1	T1 + tt	T2	T2	T2	T3	T3	TT				
Li	9.5	42.7	15.7	26.0	148	36.9	20.0	14.4	9.2	42.7	23.4	21.8
Be	1.4	1.7	1.5	1.4	1.1	2.0	3.4	2.9	1.9	2.2	1.8	2.0
Sc	12.6	7.4	10.6	10.5	11.9	12.5	26.9	21.8	22.7	13.4	4.3	17.1
V	1043	1000	871	851	1896	583	6321	3231	1209	8738	3019	2819
Cr	17.9	25.8	16.5	10.4	13.5	10.7	103.0	61.4	81.6	123	65.7	27.8
Co	17.9	5.1	14.1	3.9	4.6	4.3	3.4	1.3	3.0	3.4	4.8	1.3
Ni	188.2	19.8	18.4	15.0	49.0	21.2	102	32.2	88.5	40.8	35.9	20.9
Cu	77.9	51.8	41.9	47.0	45.2	41.9	46.8	32.4	450	948	209	26.8
Zn	276	96.4	101	116	77.8	56.9	25.6	352	3776	568	399	76.0
Ga	19.8	17.7	17.9	20.6	6.9	19.7	11.3	17.2	28.2	15.5	21.9	13.7
As	14.2	26.2	18.8	21.5	18.3	28.7	17.1	68.3	13.8	103	20.0	10.0
Se	5.9	38.8	10.7	8.0	6.7	12.0	66.5	109	15.0	73.9	9.0	10.5
Rb	32.5	64.4	104	80.6	46.0	166	58.8	50.9	54.5	57.5	38.5	95.4
Sr	519	514	547	432	231	684	261	268	367	178	183	427
Y	12.8	6.9	20.4	21.2	7.0	33.2	5.5	5.1	9.2	10.8	11.8	3.1
Zr	107	108	112	107	125	157	62.9	59.6	78.9	63.9	61.5	67.4
Nb	1.8	2.7	2.6	3.6	6.3	5.1	2.1	1.4	4.8	2.5	2.8	2.0
Мо	18.8	30.4	21.6	16.9	24.1	18.6	38.2	53.1	37.9	125	66.0	23.4
Ag	0.41	0.69	0.58	0.41	0.74	0.52	2.6	1.8	1.9	7.9	2.7	0.81
Cd	8.1	2.4	2.4	2.8	1.6	1.3	0.72	11.1	99.0	14.6	9.9	2.3
Sb	4.8	9.6	5.4	4.4	4.4	4.6	10.4	24.0	36.7	96.0	30.1	6.6
Cs	3.7	8.0	11.6	8.5	5.1	45.5	7.3	4.2	4.8	3.8	3.6	14.7
Ba	7722	4442	12276	4204	1268	3312	8999	9095	7658	6301	8353	3866
La	34.8	19.2	71.8	51.8	13.2	71.6	19.4	12.7	42.5	13.9	13.9	3.6
Ce	66.1	37.5	156	103	26.7	145	36.9	29.6	84.6	30.3	29.7	6.9
Pr	6.8	3.8	16.1	10.5	2.7	15.3	3.2	3.4	10.5	4.0	4.3	0.78
Nd	25.9	13.4	58.2	38.8	10.0	50.1	8.8	12.9	41.1	17.4	18.0	3.0
Sm	4.2	2.0	10.4	7.5	1.6	8.9	1.1	1.8	7.9	3.6	4.2	0.61
Eu	0.76	0.32	1.8	1.5	0.24	1.7	< 0.05	0.21	1.0	0.67	0.43	0.037
Gd	3.0	1.6	7.4	6.3	1.4	7.6	0.9	1.0	3.6	3.4	4.2	0.51
Tb	0.42	0.22	1.0	0.83	0.19	1.0	0.12	0.14	0.33	0.42	0.49	0.076
Dy	2.5	1.4	5.0	4.4	1.3	6.3	1.0	1.0	2.0	2.5	2.6	0.66
Но	0.47	0.27	0.85	0.80	0.25	1.1	0.19	0.19	0.38	0.43	0.42	0.12
Er	1.5	0.85	2.2	2.4	0.89	3.4	0.68	0.70	1.3	1.2	1.2	0.42
Tm	0.18	0.12	0.29	0.35	0.14	0.5	0.11	0.11	0.17	0.15	0.15	0.069
Yb	1.38	0.85	1.90	2.16	1.2	3.38	0.97	0.88	1.31	0.89	1.01	0.61
Lu	0.18	0.14	0.28	0.35	0.16	0.43	0.17	0.13	0.18	0.13	0.14	0.085
Hf	4.8	5.6	5.9	6.5	7.0	6.6	4.8	3.4	4.8	3.7	4.0	6.0
Та	2.0	2.2	2.3	2.5	3.2	2.4	0.70	0.43	1.7	0.29	0.76	2.1
W	0.51	1.7	23.6	1.8	2.8	1.6	0.32	0.52	0.76	0.62	0.56	0.4
Pb	55.8	81.1	46.1	28.5	19.9	46.2	68.2	66.3	40.3	78.3	45.4	25.6
Bi	1.7	1.8	1.7	2.0	2.5	1.7	1.4	1.4	0.38	1.8	2.0	1.0
Th	68.1	61.9	68.4	75.4	78.2	70.2	1.2	1.3	38.5	2.9	13.4	22.4
U	60.9	33.4	50.8	68.8	41.1	73.6	14.5	28.2	48.2	10.8	9.3	5.2

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ № 2 2021

166

Таблица 3. Продолжение

№ обр.	44	45	46	48	49	50	51	52	53	54	55	56
категория	TT	TT	TT	TT	TT	TT	TT	TT	TT	Mtx	Mtx	Mtx
Li	19.3	20.7	11.2	20.7	12.0	24.0	6.3	20.0	16.0	23.9	18.4	11.2
Be	0.30	0.39	0.26	0.18	0.55	0.91	0.61	0.43	<ПО	1.6	1.2	0.74
Sc	2.6	2.8	3.4	1.5	5.2	7.3	4.2	3.6	0.38	14.2	10.5	6.9
V	123	114	80.6	71.8	260	381	256	160	10.5	1194	542	373
Cr	19.9	23.3	21.1	9.0	26.7	36.0	20.1	111	5.2	77.1	70.8	185
Со	78.2	5.3	5.1	3.4	11.1	14.3	10.8	6.0	1.4	46.2	32.3	9.9
Ni	64.1	53.8	53.3	37.9	118	166	174.4	54.6	14.3	396	260	121
Cu	27.5	27.8	23.2	16.2	51.1	74.2	50.2	33.3	6.4	198	106	60.7
Zn	75.6	58.2	49.3	70.9	211	374	87.8	103	6.6	649	492	146
Ga	1.9	1.9	1.8	1.2	3.6	5.5	3.1	2.4	0.29	10.5	6.0	2.9
As	9.4	8.1	4.4	4.7	10.9	20.5	50.9	3.8	0.61	64.0	38.6	28.6
Se	2.2	2.6	<ПО	<ПО	6.9	9.7	13.8	<ПО	<ПО	28.3	16.1	17.4
Rb	9.8	11.5	10.1	7.0	26.3	33.1	15.8	20.3	1.8	53.4	23.3	11.5
Sr	24.0	61.3	451	40.3	62.4	160	196	399	41.8	203	540	891
Y	4.8	11.1	10.2	3.6	15.9	18.3	36.5	6.5	1.0	27.8	28.0	14.7
Zr	15.9	23.2	19.7	14.3	35.6	54.7	29.8	24.8	10.0	107	66.2	34.2
Nb	1.2	1.7	1.3	1.0	2.1	3.7	1.9	2.0	0.29	6.0	2.9	1.3
Mo	55.1	62.2	49.3	28.8	98.1	155	503	61.7	16.2	349	193	156
Ag	0.14	0.12	0.16	0.12	0.33	0.44	0.39	0.14	<ПО	1.0	0.62	0.81
Cd	1.9	1.6	1.6	1.3	4.4	8.9	2.8	1.7	<ПО	17.4	11.5	4.8
Sb	3.0	1.7	1.1	2.0	5.4	7.4	13.3	1.7	0.6	14.8	9.6	16.0
Cs	0.86	0.89	0.92	0.73	3.0	2.8	1.1	1.6	0.16	4.1	1.8	0.81
Ba	483	800	760	437	526	887	510	629	423	1626	1309	1148
La	5.0	4.3	6.9	3.0	12.4	11.4	15.9	6.6	0.75	16.8	14.8	10.8
Ce	7.6	7.3	11.4	5.1	19.1	24.1	27.3	12.4	1.2	34.5	29.3	22.2
Pr	1.0	0.93	1.4	0.72	2.8	2.9	3.9	1.6	0.17	4.4	3.5	2.9
Nd	4.4	4.1	6.0	3.0	10.9	13.8	18.0	6.3	0.85	19.6	15.7	11.3
Sm Eu	0.80	0.94	1.3	0.64	2.4	3.2	4.6	1.3	0.12	4.5	3.5	2.4
Eu	0.20	0.27	0.33	0.15	0.58	0.78	1.2	0.32	0.029	1.1	0.80	0.60
Ga Th	0.79	1.5	1.7	0.60	2.7	3.5 0.50	5.0 0.97	1.1	0.13	5.0	3.8	2.8
10 Du	0.12	0.19	0.24	0.093	0.38	0.50	0.87	0.18	0.020	0.72	0.60	0.40
Dy Lla	0.83	1.4	1.7	0.71	2.3	5.1 0.62	3.8	1.1	0.28	4.5	5.9	2.5
П0 Er	0.13	0.30	0.55	0.15	0.49	0.62	1.2	0.22	0.027	0.95	0.84	0.49
Tm	0.47	0.15	1.1	0.38	0.21	2.0	5.7	0.03	0.10	2.0	2.0	1.5
1111 Vh	0.001	0.13	0.13	0.04/	0.21	0.20	0.49	0.082	0.015	0.45	0.42	0.20
10	0.40	1.1/	1.07	0.30	1.50	1.80	5.51	0.60	0.13	5.15	5.15	1.49
Lu	0.075	0.1/	0.15	0.052	0.24	0.28	0.51	0.081	0.022	0.52	0.48	0.22
HI	0.93	0.47	0.38	0.35	0.70	1.0	0.67	0.57	0.12	2.2	1.3	0.6
Ta	0.31	0.083	0.063	0.049	0.13	0.21	0.13	0.11	<110	66.8	36.1	2.3
W	406	17.0	3.4	1.0	1.3	1.3	2.2	2.2	2.0	9.5	5.3	1.7
Pb	3.9	4.7	3.7	2.5	6.7	8.9	7.4	4.3	13.6	23.9	13.6	7.8
Bi	0.038	0.032	0.028	0.021	0.057	0.09	0.046	0.039	<ПО	0.21	0.12	0.071
Th	0.88	0.91	0.75	0.62	2.0	3.3	2.2	1.7	0.17	4.7	2.5	1.4
U	14.3	13.6	25.1	5.3	25.0	32.7	72.6	10.2	1.8	40.0	38.0	24.6

Таблица 3. Окончание

№ обр.	57	58	59	C Silv	Стандарт er Plume	r 1 (Granodiorite, e, Colorado, GSP-2)	Станд агпаит (]	царт 2 (Щелочной говый гранит СГ-3 ГСО3333-85))
категория	Mtx	Mtx	Mtx	резу.	пьтат	аттест. знач	результат	аттест. знач.
Li	23.9	39.4	28.4	35.8	36.4	36 ± 1	55.5	52 ± 4
Be	0.94	1.8	1.5	1.5	1.5	1.5 ± 0.2	4.3	5 ± 1
Sc	10.7	19.6	14.8	5.9	7.3	6.3 ± 0.7	3.7	4.6 ± 0.8
V	804	1807	879	53.4	54.3	52 ± 4	8.2	6 ± 1
Cr	68.1	197	128	16.0	16.7	20 ± 6	23.8	31 ± 3
Co	31.3	26.6	25.7	6.7	7.4	7.3 ± 0.8	0.52	1.3 ± 0.3
Ni	260	337	356	14.9	15.8	17 ± 2	3.6	6 ± 1
Cu	127	388	165	40.6	43.8	43 ± 4	10.0	12 ± 1
Zn	642	3745	1627	108	105	120 ± 10	149	140 ± 20
Ga	5.8	16.0	9.2	20.7	23.8	22 ± 2.0	26.8	27 ± 4
As	29.3	41.2	32.1	<ПО	0.81		3.1	4*
Se	29.6	37.7	36.8	<ПО	<ПО		<ПО	
Rb	28.6	71.3	52.7	264	242	245 ± 7	134	140 ± 10
Sr	284	227	97	240	245	240 ± 10	7.9	8 ± 2
Y	19.0	77.1	23.8	25.4	25.0	28 ± 2	53.1	60 ± 12
Zr	61.5	135	90.9	486	488	550 ± 30	519	470 ± 50
Nb	2.9	7.4	4.8	26.8	29.4	27 ± 2	18.2	17 ± 2
Мо	188	283	281	3.0	3.2	2.1 ± 0.6	2.6	1.7 ± 0.4
Ag	1.6	4.5	1.3	0.12	0.11		0.10	0.06*
Cd	19.4	126	37.9	0.13	<ПО		<ПО	
Sb	10.3	37.2	9.5	0.71	0.62		0.93	0.5*
Cs	2.3	5.7	3.9	1.2	1.3	1.2 ± 0.1	4.1	4.5 ± 0.5
Ba	1677	2817	2065	1286	1373	1340 ± 44	61.4	90 ± 20
La	10.7	36.9	14.0	176	198	180 ± 12	40.9	45 ± 5
Ce	24.3	73.5	28.8	424	423	410 ± 30	87.4	90 ± 10
Pr	3.1	11.0	3.9	56.2	53.0	51 ± 5	12.3	
Nd	13.6	45.5	16.8	215	214	200 ± 12	49.8	50 ± 10
Sm	3.0	10.2	3.5	26.6	25.4	27.0 ± 1.0	10.3	10 ± 1
Eu	0.72	2.6	0.87	2.4	2.2	2.3 ± 0.1	0.34	0.40 ± 0.1
Gd	3.2	12.4	4.0	12.8	12.1	12.0 ± 2.0	9.1	
Tb	0.50	1.9	0.65	1.3	1.4		1.4	1.7 ± 0.3
Dy	3.2	12.8	4.1	6.4	6.3	6.1*	9.8	10*
Но	0.66	2.5	0.83	1.02	0.92	1.0 ± 0.1	1.9	
Er	2.0	8.0	2.5	2.3	2.3	2.2*	6.1	6*
Tm	0.29	1.1	0.37	0.29	0.29	0.29 ± 0.02	1.0	
Yb	2.16	7.88	2.79	1.7	1.7	1.6 ± 0.2	7.0	7 ± 1
Lu	0.36	1.1	0.40	0.23	0.24	0.23 ± 0.02	1.2	
Hf	1.3	2.9	1.7	13.3	10.9	14.0 ± 1.0	11.7	12.0 ± 2.0
W	108	66.8	3.4	0.61	0.75		1.2	1.1*
T1	3.4	13.5	3.8	1.4	1.5	1.1*	0.47	
Pb	14.2	36.3	19.2	39.0	39.6	42 ± 3	9.3	10 ± 2
Bi	0.13	0.27	0.19	0.040	0.035	-	0.16	
Th	2.8	6.9	3.6	108	115	105.0 ± 8.0	7.5	8 ± 1
U	55.5	93.3	60.9	2.5	2.5	2.4 ± 0.2	2.0	1.8 ± 0.3

Примечание. См. табл. 2.

Присутствие новообразованных зерен барита (см. рис. 11ж, табл. 1) в туффоидах обеспечивает интенсивное желтое и оранжевое свечение в УФ. Подобные цвета люминесценции чаще всего объясняются примесью элемента-люминогена Mn²⁺ [Горобец, Рогожин, 2002], изоморфно входящего в кристаллическую структуру барита. Предположение о присутствии цеолитов в туфовых прослоях для объяснения люминесценции [Панченко и др., 2015б] в результате детальных минералогических исследований не подтвердилось.

Особенности химического состава туфов и туффитов

Общей особенностью исследованных туффогенных пород является высокая потеря вещества при прокаливании (ППП – 11–44 мас. %), что связано с присутствием в них каолинита, а также ОВ, вероятно привнесенного из высокоуглеродистых пород баженовской свиты. Присутствие каолинита, кроме того, обуславливает повышенные концентрации Al_2O_3 в туффоидах. По данным [Немова, Панченко, 2017], в глинистых углеродистых силицитах, слагающих основной объем баженовской свиты, содержание C_{opr} достигает 30 мас. %, в среднем – 5–15%, а в туфовых прослоях из этих пород – до 1.3% [Булатов и др., 2017; Шалдыбин и др., 2018].

При рассмотрении химического состава изучаемых пород мы использовали результаты рентгенофлуоресцентного анализа с вычетом потерь при прокаливании, пересчитанные на 100%. ППП искажали содержания породообразующих неорганических оксидов, поэтому не использовались при построении диаграмм. Содержания железа и серы приводятся в безоксидной форме, поскольку оба эти элемента в исследуемых породах связаны преимущественно в сульфидах (пирите).

Результаты анализов, полученные рентгенофлуоресцентным анализом и ICP-MS для всех групп туфогенных пород, показывают их принципиальное сходство. Вариации химического состава внутри каждой из категорий прослоев не превышают общих для всех туффоидов (табл. 2, 3). Для прослоев туфов 1-3 на всей изученной площади характерны вариации содержания следующих компонентов (мас. %): SiO₂ (44.4–60.7), TiO₂ (0.2–0.5), Al₂O₃ (23.7–40.3), MgO (0.7–2.9), CaO (0.1-4.1), Na₂O (0.2-1.9), K₂O (1.6-5.5). Koлебания химического состава вторично окварцованных туффитов более значительные (мас. %): SiO₂ (53.6–93.0), TiO₂ (0.1–0.3), Al₂O₃ (1.7–34.4), MgO (0.3-3.6), CaO (0.2-7.2), Na₂O (0.2-1.9), K₂O (0.3-5.5) (см. табл. 2).

Высокая степень преобразованности исходного пирокластического вещества вплоть до неузнаваемости основной массы, изменение значительного количества кристаллокластов, обеднение состава целой группой элементов (Mg, Ca, Fe) и избыток ППП и алюминия могут вызвать сомнения в корректности отнесения изученных прослоев к туфам. Для подтверждения их возможной пирокластической природы проведен сравнительный литохимический анализ вещества этих прослоев и вмещающих пород баженовской свиты.

Так как предполагаемые пирокластические прослои были встречены в пачках 4 и 5 (реже – в пачке 3) верхней части баженовского горизонта (см. рис. 3), была подготовлена представительная выборка литотипов баженовских отложений, слагающих эти пачки, которая состояла из 180 образцов керна 13 различных скважин.

Породы, вмещающие туфогенные прослои, представлены следующими литотипами: силицитами глинистыми (10–40%) высокоуглеродистыми (2–30%); силицитами высокоуглеродистыми глинисто-карбонатными и карбонатно-глинистыми кокколитофоридовыми; в меньшей степени – радиоляритами; в подчиненном количестве – известняками кокколитофоридовыми. Широкие вариации минерального и компонентного составов обуславливают большое количество литотипов в пределах макроскопически однородной черносланцевой толщи, в целом в ней выделяется до 15 литологических групп [Немова, Панченко, 2017].

Баженовские породы характеризуются существенным преобладанием биогенных компонентов: кремнезема радиолярий (SiO₂ – до 90 мас. %); кальцита моллюсков и кокколитофорид (СаО – до 90 мас. %); костного фосфора (остатки позвоночных, P_2O_5 – до 36 мас. %). Отложения имеют преимущественно биогенное происхождение, в подчиненном количестве присутствует терригенный материал. Химический состав пород характеризуется следующими вариациями (мас. %): SiO₂ (3-88, среднее 60, медианное 66), TiO₂ (0.03-0.7, среднее 0.4, медианное 0.4), Al₂O₃ (0.4–22.7, среднее 8.2, медианное 8), MgO (0.3-27.8, среднее 1.88, медианное 0.9), СаО (0.2-87.2, среднее 14.2, медианное 4.0), Na₂O (0.1-1.78, среднее 0.85, медианное 0.84), K₂O (0.08-3.34, среднее 1.32, медианное 1.28), Р₂О₅ (0.04-36.2, среднее 0,46, медианное 0.18), Fe (0.33-17.24, среднее 5.5, медианное 5.1), S (0.68-18.76, среднее 6.0, медианное 5.81) (см. табл. 2). Обращают на себя внимание повышенные для эпиконтинентальных пелагитов концентрации Fe, MgO, S и P₂O₅ [Юдович, Кетрис, 1988]. Кроме того, конденсированное осадконакопление со значительным участием биоты привело к высоким концентрациям биофильных элементов и ОВ, что сказывается в повышенном содержании элементов: C, Cu, Mn, Zn, V, Ni, Mo, Sr, Se и др. Органическое вещество концентриру-



Рис. 13. Диаграммы для ряда индикаторных элементов и литохимических модулей в туффоидах и вмещающих породах. 1 – вмещающие силициты; 2 – туфы; 3 – туффиты; R^2 – коэффициент детерминации.


Рис. 14. Модульные литохимические диаграммы для туффоидов и вмещающих пород. 1 – вмещающие силициты; 2 – туф 1 (T1 + T1 + tt); 3 – туфы 2 и 3 (T2 + T3); 4 – туффиты.

ет большое количество U, что выражается в высоком радиационном фоне отдельных литотипов.

Туфовые прослои контрастно выделяются по составу среди вмещающих силицитов существенно пониженным содержанием SiO₂ (в среднем на 20-30%) и повышенной глиноземистостью (в среднем на 25-35%). В туфах заметно более высокое содержание K, Sr, Ba, Th, Pb; несколько повышены концентрации Na, Mg, Cr, V, Rb. Во вмещающих углеродистых силицитах отмечаются более высокие, по сравнению с туфами, величины содержания Ca, Fe, P, S, Zr, Cu, Zn, Ni и Mo.

Несмотря на значительное разнообразие литотипов вмещающих пород (в нашем случае – 15), все они на диаграммах химического состава выглядят единообразно, а соответствующие точки сгруппированы в единые области (рис. 13, 14). Туффоиды на этих же диаграммах показывают обособленные кластеры, что указывает на иной их генезис, отличный от пород вмещающей баженовской толщи.

В высокоуглеродистых баженовских силицитах наблюдается урановый тип радиоактивности, содержание тория невелико. В радиоактивность туфов вносят сопоставимый вклад и уран, и торий (см. рис. 133), что указывает на дополнительный источник последнего.

Для составов туфов и туффитов характерна слабая положительная корреляция титанистости TiO_2/Al_2O_3 (титановый модуль, TM), железистости (Fe + MnO)/TiO₂ (Модуль Страхова, ЖМТ) и (Fe + MnO)/(TiO₂ + Al₂O₃) (железный модуль, ЖМ) [Страхов, 1976; Юдович, Кетрис, 2000, 2011], а также негативная связь нормированной щелочности (K₂O + Na₂O)/Al₂O₃ (HKM) с гидролизатным модулем (TiO₂ + Al₂O₃ + Fe + MnO)/ (SiO₂) (ГМ) (см. рис. 13а–г), что указывает на вероятное присутствие вулканогенного материала в обсуждаемых прослоях [Маслов, 2005; Юдович, Кетрис, 2011].

Для баженовских пород. вмешающих туффоиды, характерна сильная положительная корреляция титана и циркония с алюминием, калием, рубидием, торием, что указывает на их общий источник – привнесенное терригенное вещество [Маслов, 2005; Юдович, Кетрис, 2011]. Для туфов на графиках TiO_2 -Al₂O₃ и TiO_2 -Zr (см. рис. 13д-ж) таких корреляций нет, наблюдается единое облако точек за счет постоянства этих соотношений, что является характерным для магматических пород. В туффитах за счет примеси осадочных пород на этих же графиках наблюдается промежуточный результат между пирокластическим и осадочным веществом. При этом отмечаются сходные величины содержания TiO₂ и Zr во всех туффоидах и во вмещающих породах.

Необходимо обратить внимание на отмеченную Я.Э. Юдовичем и М.П. Кетрис генетическую приуроченность черных сланцев к вулканическим процессам [Юдович, Кетрис, 1988, 2000, 2011]. На некоторых построенных нами графиках поля точек с составами туфов и углеродистых силицитов соприкасаются (см. рис. 14г-е), возможно, это связано с тем, что баженовские литотипы также содержат примесь вулканогенного материала [Ван, 1974, 1975; Ермолова, 2003; Ван и др., 2011; Предтеченская, Малюшко, 2016]. Особенно близки в туфах и силицитах показатели железистости (см. рис. 14г, е), щелочности (см. рис. 14в-е) и гидролизатности (см. рис. 14д), согласно расчетам литохимических модулей по [Юдович, Кетрис, 2000]. Это обстоятельство уменьшает литохимическую контрастность туфов и туффитов по отношению к баженовским силицитам.

Кроме того, на формирование баженовских пород значительное влияние оказали вторичные процессы: карбонатизация, окремнение, пиритизация, каолинизация и пр. Эти же процессы воздействовали и на прослои туффоидов, искажая их исходный геохимический облик. Наиболее интенсивно проявленные процессы окремнения привели к практически полному изменению минерального и химического состава туффоидов, от которых в этом случае сохраняются только морфология прослоев и некоторые структурно-текстурные характеристики. Расположение фигуративных точек с составами окремнелых туффоидов на графиках показывает, что интенсивные вторичные преобразования туфов могут приводить к полной неузнаваемости пирокластических образований на фоне вмещающих пород (см. рис. 146-г).

Тем не менее пирокластическое происхождение относительно слабо измененных прослоев туффоидов подтверждается резко отличными параметрами Ti/Al, Fe/Al, (Fe + MnO)/(TiO₂ + Al_2O_3), (Fe + MnO + MgO)/(TiO₂ + Al_2O_3), Al₂O₃/SiO₂, (K₂O + Na₂O)/Al₂O₃ (см. рис. 14) и соотношений других элементов по сравнению с вмещающими баженовскими силицитами. В пользу пирокластической природы изученных прослоев также свидетельствуют контрастно пониженная титанистость (TM) и повышенная щелочность (K₂O + Na₂O) (см. рис. 14а–в, д), а высокое содержание бария в этих прослоях, согласно [Юдович, Кетрис, 2000], дает наиболее яркое их отличие.

Классификация туффоидов и их геодинамическая интерпретация. Заручившись геохимическим подтверждением вулканогенной природы исследуемых прослоев, мы переходим к вопросу классификации баженовских туффоидов.

На диаграмме SiO₂-(K₂O + Na₂O) (рис. 15а) классификации вулканических пород (TAS-диа-



Рис. 15. Классификационные диаграммы и положение составов туфов и туффитов: $a - (Na_2O + K_2O) - SiO_2$ [LeBas et al., 1986]; 6 - Zr/Ti - Nb/Y; в, r - диаграммы для определения геодинамической обстановки формирования базальтоидов (в – Th–Hf/3–Ta [Wood, 1980], <math>r - La/10-Y/15-Nb/8 [Cabanis, Lecolle, 1989]).

1 — составы туфа 1 (T1); 2 — составы туфа 1, но встреченного выше туффитов (T1 + tt); 3 — составы туфа 2 (T2); 4 — составы туфа 3 (T3); 5 — туффиты; N-MORB — базальты срединно-океанических хребтов нормального типа; E-MORB — базальты срединно-океанических хребтов обогащенного типа; ТОД — островодужные толеиты; ИЩ — известково-щелочные базальты.

грамма [LeBas et al., 1986]) фигуративные точки составов туфов и туффитов попадают преимущественно в поля нормальнощелочных пород базальтового, андезибазальтового и андезитового составов. Однако, с учетом значительных вторичных преобразований туффоидов, эти составы не могут быть интерпретированы как исходные.

Менее подвижной при вторичных преобразованиях считается группа редкоземельных (РЗЭ) и высокозарядных элементов (Zr, Hf и Y, Ta, Nb, Ti) [Скляров и др., 2001]. Соотношения этих элементов в туффоидах должны примерно соответствовать таковым в исходных (не преобразованных) породах. Нами использована дополнительная классификационная диаграмма — Zr/Ti–Nb/Y [Pearce, 1996] (см. рис. 15б), на которой видно, что точки составов туффоидов, так же как и на TASдиаграмме, соответствуют в основном андезибазальтам и андезитам и в меньшей степени — базальтам.

В туфах, туффитах и вмещающих баженовских силицитах вариации суммарного содержания редкоземельных (РЗЭ) элементов различаются: 44-333, 4-92 и 60-228 г/т соответственно. Хондрит-нормированные спектры распределения РЗЭ [Скляров и др., 2001], построенные для туффоидов и силицитов, демонстрируют некоторое обогащение легкими РЗЭ относительно тяжелых редкоземельных элементов (рис. 16а, в). В туфах это обогащение достигает максимальных значений (La_N/Yb_N - 5.9-42.8), которые являются аномальными для основных и средних вулканитов известково-щелочной серии. Это можно объяснить влиянием ряда факторов: плавлением обогащенной несовместимыми элементами мантии и/или коровой контаминацией, процессами кри-



Рис. 16. Спектры распределения редкоземельных элементов (а, б), нормированных на хондрит, и редких элементов (в, г), нормированных на состав примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989] в туфах, туффитах и во вмещающих биогенных силицитах.

1 – составы туфа 1 (T1); 2 – составы туфа 1, но встреченного выше туффитов (T1 + tt); 3 – составы туфа 2 (T2); 4 – составы туфа 3 (T3); 5 – составы туффитов; 6 – поле составов вмещающих силицитов; 7 – поле составов туфа 1; 8 – поле составов базальтов и андезибазальтов Закавказья, по [Mederer et al., 2013].

сталлизационной дифференциации в промежуточных магматических очагах, фракционированием пирокластического материала в процессе транспортировки по воздуху, а также процессами вторичного преобразования пород.

Для туффитов и вмещающих силицитов характерны минимальные значения La_N/Yb_N (2.6–8.0 и 3.4–5.2 соответственно). На мультиэлементной диаграмме (см. рис. 16б, г), демонстрирующей распределение элементов-примесей относительно состава примитивной мантии, видно, что для всех исследованных пород (туффоидов и силицитов) характерно некоторое обогащение крупноионными литофильными элементами (Cs, Rb, Ba, Pb, Sr) относительно высокозарядных. В них отчетливо проявлены U- и Pb-максимумы, а также Nb- или Ta-Nb-минимумы, что характерно для пород, образовавшихся в надсубдукционной геодинамической обстановке.

Для туфов (см. рис. 166, г) характерно наиболее высокое обогащение крупноионными литофильными элементами (Cs, Rb, Ba, Pb), а также выраженные Nb-минимум и Hf-максимум, тогда как для туффитов и силицитов – относительно более низкое содержание крупноионных и высокозарядных (Nb, Ta, Zr, Hf) элементов, с отчетливым Ta–Nb- и менее отчетливым Zr–Hf-минимумами.



Рис. 17. Площадная изменчивость туфа 1 по составу: а – распределение содержания K_2O , б – K_2O + SiO₂ (сумма значений, нормированных в долях от 1 до 10), в – Al_2O_3 , г – Yb. R^2 – коэффициент детерминации.

На диаграммах La/10-Y/15-Nb/8 [Cabanis, Lecolle, 1989] и Th-Hf/3-Ta [Wood, 1980] (см. рис. 15в, г), использующихся для определения геодинамических обстановок базальтоидов, локализация точек составов туффоидов происходит в поле надсубдукционных пород известково-щелочной серии. Низкое содержание ТіО₂ (0.2–0.5 мас. %); обогащение крупноионными литофильными элементами относительно высокозарядных элементов; Ta-Nb-минимум и Pb-максимум свидетельствуют о надсубдукционном геотектоническом режиме предполагаемого источника вулканизма. На основании сходного распределения элементов-примесей в стратиграфически различных туффоидах можно предположить, что источник пирокластического материала был один и тот же. С этим выводом согласуются петрографические данные и результаты определения минерального состава, за исключением того, что они указывают на несколько более кислые (до андезитов) составы, что можно объяснить дифференциацией исходного вещества в результате ветрового и гидродинамического разносов, а также вторичными изменениями.

Сильная измененность вулканических стекол (глинизированная либо окремнелая основная масса в туффоидах) также свидетельствует о неустойчивости исходного вулканического стекла, что характерно для основных и средних вулканитов [Ван, Казанский, 1985].

Площадная зональность изменений состава туфов

Детальный анализ вариаций состава "туфа 1" и "туфа 2" на исследованной площади позволил выявить некоторые закономерности изменения величин содержания в них ряда элементов: Si, Al, K, Zr, Rb, Mg, Ni, Cr, Nb, Th, Na и др. По площади изменяется также соотношение в туфах легких и тяжелых РЗЭ. Наиболее заметно в них возрастают концентрации K_2O , SiO₂, и Rb при движении в восточном направлении, а концентрации Zr и Yb – в юго-восточном направлении (иттербий, по-видимому, концентрируется в цирконе). С запада на восток прослеживается тренд уменьшения в туфах концентраций Al₂O₃, Cr, Ni, Pb, W и Nb.

Подобная направленная площадная изменчивость выявилась при картировании концентраций отдельных элементов (рис. 17) и была подтверждена в результате анализа зависимости изменений химического состава от расположения скважин (в географических координатах).

Площадная неоднородность состава пирокластического материала, проявляющаяся в повышении кремнекислотности и калиевой щелочности в направлении удаления от источника вулканизма, хорошо известна [Юдович, Кетрис, 2011]. При транспортировке тефры в воздушной и водной средах первыми осаждаются наиболее тяжелые и мафические компоненты. Дальнейшее фракционирование вещества приводит к концентрированию K_2O и SiO₂, что и наблюдается на построенных нами схемах площадной изменчивости химического состава туфов (см. рис. 17а, б).

Кроме того, геохимическая зональность должна быть связана с изменением преобладающей размерности минералов, концентрирующих те или иные элементы. Увеличение с СЗ на ЮВ содержания Zr и некоторых редкоземельных элементов в туфах объясняется их связью с цирконом, который присутствует в самой тонкой фракции зерен. Несмотря на довольно высокую плотность циркона (3.9–4.7 г/см³), его зерна за счет малого размера могли переноситься на более значительное расстояние и концентрироваться на значительном удалении от вулканического аппарата.

Таким образом, общий тренд фракционирования пирокластического материала прослеживается в восточном направлении.

В западных областях исследованной территории в туфах присутствует значительное количество кристаллокластов и вторично развитых по ним минералов группы каолинита. Для туфов здесь характерны андезибазальтовые и базальтовые, кроме того, относительно менее щелочные исходные составы; для них свойственны высокие концентрации тяжелых элементов (Cr, Ni, Pb, W и Nb).

Таким образом, по нашему мнению, источник вулканизма должен был располагаться так, чтобы ветровой и гидродинамический перенос обеспечивал транспортировку тефры преимущественно с запада на восток.

Полученные нами схемы зональности химического состава туфов и графики зависимости концентраций элементов от координат разрезов тем не менее не показывают строгой линейной площадной изменчивости в этом направлении. Учитывая огромную площадь пеплового разноса (предположительно, многие тысячи км²), изученная нами территория в Западной Сибири хотя и достигает внушительных размеров (примерно 650 × × 550 км), но, возможно, является недостаточной для надежного распознавания направления транспортировки от вулканического источника. Кроме того, невозможно учесть отклонения от преобладающего направления пеплового разноса, обусловленные розой ветров, морскими течениями, различными глубинами моря и временем осаждения пепловых частиц.

Наблюдаемая нами площадная изменчивость химического состава туфов, по нашему мнению, могла быть вызвана тремя главными факторами: ветровым разносом вулканических пеплов (силой ветра и его преобладающим направлением); мор-



45 -2400 -2600 -2800 -3000 -2400 -2600 -2800 -3000 Глубина, м Глубина, м

Рис. 18. Диаграммы зависимостей содержания химически устойчивых компонентов (а – SiO₂, б – Zr) от структурного положения туфа 1.

 R^2 – коэффициент детерминации.

65

60

SiO₂, %

50 8

скими течениями (интенсивностью проявления и преобладающим направлением); глубиной морского бассейна. Последний фактор в наибольшей мере определял скорости осаждения в водной толще пепловых частиц различной плотности и геометрии. Длительность пребывания пирокластических частиц в морской воде способствует ее агрессивному воздействию на неустойчивые мафические минералы и на основные вулканические стекла, приводя к выщелачиванию многих компонентов [Ван, Казанский, 1985; Юдович, Кетрис, 1988]. Учитывая преимущественно тонкую размерность пирокластики, время ее полного осаждения в морской толще высотой 100-200 м могло достигать 1 мес. и более [Рухин, 1956; Лидер, 1968; Carey, 1997]. Таким образом, состав исходного пирокластического материала туфов претерпевал существенное искажение соотношения элементов еще на стадии транспортировки.

При анализе площадной изменчивости химического состава туфов, помимо генерального регионального тренда, направленного к востоку, на некоторых участках исследованной территории наблюдаются его локальные нарушения. Подобные нарушения характерны для мелководных областей (некоторые разрезы Красноленинского и Нижневартовского сводов, Салымского мегавала [Тектоническая ..., 1998]) или, напротив, для наиболее глубоководных зон баженовского моря (например, разрезы Тундринской и Вынглорской глубоких котловин Фроловской мегавпадины). Например, невысокие концентрации кремнезема и циркония были нами установлены в туфах наиболее мелководных разрезов, а повышенное содержание этих компонентов – в образцах из некоторых разрезов глубоководных впадин. Такое распределение могло быть обусловлено выщелачиванием мафических компонентов морскими водами в процессе длительного осаждения пепловых частиц мелкой (алевропелитовой) размерности сквозь толщу воды. В результате в отложившейся на дне пепловой массе существенно возросла доля химически устойчивых компонентов, в состав которых входят кремнезем и цирконий. Это предположение подтверждается отчетливо выраженной связью концентраций отдельных элементов со структурным планом изученной территории (рис. 18).

Таким образом, площадную зональность изменений в структуре и химическом составе туфов мы связываем с неодинаковым удалением от центра вулканических извержений. Источник пирокластики следует искать к западу от исследованной территории. Осложняющие общий региональный тренд локальные нарушения зональности обусловлены различными глубинами моря, на которых происходило осаждение тонкой пирокластики и, возможно, влиянием течений. При реконструкции исходного состава измененной пирокластики следует учитывать влияние выщелачивания ряда элементов морскими водами во время прохождения столь тонких частиц сквозь водную толщу и их длительного экспонирования на поверхности морского дна (при замедленной скорости седиментации).

Вероятные источники пеплов

В качестве поставщиков пирокластического материала в первую очередь могут быть рассмотрены ближайшие к Западной Сибири крупные области магматизма. Учитывая, что к середине мезозоя основная структура лавразийской части Пангеи, в центральной части которой расположена Западно-Сибирская плита, была уже сформирована в виде единого жесткого блока [Метелкин и др., 2012], удаленность вулканических аппаратов, располагавшихся на периферии этой единой структуры, можно определить по современным расстояниям.

Учитывая временной диапазон накопления баженовских туффоидов, определенный методами биостратиграфии (конец средневолжского-конец рязанского времени, примерно 145–135 млн лет), источником вулканокластического материала мог быть целый ряд активных в это время магматических провинций.

Верхояно-Чукотская складчатая область-Южно-Анюйская зона, или раннемеловой Южноанюйско-Святоносский вулканический пояс, расположенный в 3500–4000 км (здесь и далее – в современных координатах от центра изученной территории) к северо-востоку от территории исследований.

Влоль южной границы Южно-Анюйского океанического бассейна располагалась островодужная система, в пределах которой в поздней юреначале мела формировались вулканиты основного, среднего и кислого составов; характерна известково-щелочная серия вулканитов [Полянин, 2009], что не противоречит составу баженовских туффоидов. Однако в Хатангской впадине, расположенной между этой зоной вулканизма и Западной Сибирью, широко распространены одновозрастные с изученным интервалом букатыйская, паксинская и гольчихинская свиты, в которых туфовые прослои или примесь вулканогенного материала до настоящего времени не были обнаружены (отчасти это может быть связано с более значительной мощностью соответствующего стратиграфического интервала и высокими скоростями осадконакопления). Предположение о Верхояно-Чукотской складчатой области как о возможном источнике пирокластического материала для баженовского горизонта плохо согласуется также с обсуждавшимися выше особенностями площадного распространения туфовых прослоев.

Забайкалье (2500—3000 км юго-восточнее территории исследований). Один из этапов мезозойского вулканизма в этом регионе приходится на позднюю юру—ранний мел [Воронцов и др., 2016; Ярмолюк и др., 2019], однако здесь он был связан с рифтогенными обстановками и характеризовался значительной долей щелочного магматизма, что не соответствует составу баженовских туфов и его геодинамической интерпретации. Кроме того, восточное положение вулканического источника плохо согласуется с особенностями площадной зональности химического состава туфов.

Закавказье (2500-2700 км к юго-западу). В поздней юре-начале мела в Закавказье продолжались проявления надсублукционного андезитового и андезибазальтового вулканизма [Юра Кавказа, 1992], активная фаза которого пришлась на байосбат. Состав вулканитов и геодинамическая обстановка их формирования вполне соответствуют баженовским туффоидам. В работе [Касумзаде и др., 2002] приводятся данные определения возраста вулканических пород среднего и основного состава, который укладывается во временной диапазон накопления баженовских туфов. Таким образом, позднеюрские-раннемеловые вулканические аппараты Закавказья вполне могли быть источниками пирокластики для баженовского моря. Это предположение хорошо согласуется с особенностями географического распространения туфов в Западной Сибири.

Земля Франца-Иосифа (2000–2500 км к северу). В работах Н.М. Столбова [2007], Ю.В. Карякина с соавторами [Карякин, Шипилов, 2008; Карякин и др., 2009] приводятся позднеюрские– раннемеловые датировки базальтового вулканизма. В пределах архипелага распространены плюмовые континентальные толеитовые базальты [Карякин и др., 2009], отмечены эксплозивные породы [Столбов, 2007]. Именно Земля Франца-Иосифа рассматривалась как возможный источник в наиболее ранних работах, посвященных пирокластическому материалу в отложениях юры и мела Западной Сибири [Процветалова, Лагутенкова, 1968].

Северо-западное направление привноса тефры согласуется с площадной зональностью состава баженовских туффоидов, выявленной по увеличению содержания в них кремнекислоты и калиевой щелочности при движении с запада на восток. Кроме того, присутствие высокоглиноземистых базальтов (с Al_2O_3 около 15%) в магматических породах архипелага [Федоров и др., 2005] частично могло бы объяснить высокие концентрации алюминия в баженовских туффоидах. Значительное содержание кремнекислоты и калия, а также повышенную глиноземистость можно объяснить дифференциацией химических компонентов пирокластики в воздушной и более агрессивной водной среде.

Вместе с тем, внутриплитная геодинамическая обстановка формирования толеитов Земли Франца-Иосифа плохо сочетается с надсубдукционными вулканитами известково-щелочной серии, к которым относятся баженовские туффоиды. Кроме того, позднеюрский возраст вулканизма на Земле Франца-Иосифа оспаривается многими специалистами, которые приводят доводы в пользу баррем-аптского возраста проявившегося здесь траппового магматизма [Федоров и др., 2005; Абашев и др., 2018]. В пограничных отложениях юры и мела этого региона отсутствуют следы вулканической активности.

Зауралье. В работах А.В. Вана, Е.А. Предтеченской и их соавторов [Ван, 1973, 1974; Ван и др., 2011; Предтеченская, Малюшко, 2016] указано, что в верхнеюрских-нижнемеловых отложениях Западной Сибири примесь вулканогенного материала присутствует практически повсеместно. Особенно заметное ее количество устанавливается в западных районах Западно-Сибирской плиты, о чем упоминают и другие исследователи [Ермолова, 2003]. При этом авторами рассматривается локальный эндогенный источник вулканогенных продуктов, существовавший в пределах Зауралья [Ван и др., 2011]. В Шаимском и Красноленинском районах в разрезах средней-верхней юры выявлены прослои псефитовых и псаммитовых туфов и туффитов, а также прослои литокластических туфов с обломками базальтов. Отмечается. что вулканическое стекло превратилось в сплошную глинистую массу с реликтами пепловой структуры [Ван, 1974; Предтеченская, Малюшко, 2016], что очень похоже на структуру и состав баженовских туффоидов. В работе [Ермолова, 2003] описан пирокластический материал в юрсконижнемеловых отложениях Западной Сибири, в том числе упоминаются туфопесчаники в баженовской свите, с "копьевидыми, оскольчатыми и идиоморфными зернами полевых шпатов и кварца, без следов окатанности".

В работе [Ван и др., 2011] предполагается подводная эксгалятивная деятельность при формировании собственно баженовских фаций. Данная теория неприменима для объяснения образования изученных нами прослоев туффоидов, учитывая постоянство их мощностей на огромной территории и проявление текстур градационной сортировки пепловых частиц в результате постепенного осаждения из пеплового облака. Однако весьма вероятно, что источник вулканогенного материала в юрских и меловых отложениях Шаимско-Красноленинской области был тот же, что и у изученных нами баженовских туфов и туффитов.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ИХ ПРАКТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

Несмотря на нередкие находки прослоев туфов в черных сланцах [Юдович, Кетрис, 1988, 2011], непосредственно в баженовских отложениях тонкие прослои собственно туфов и туффитов до публикации коллектива авторов [Панченко и др., 2015] не описывались. При этом именно в черносланцевых формациях контрастность цвета и состава таких "чужеродных" прослоев весьма выражена, что дает высокую вероятность их обнаружения даже при небольшой мощности туфов [Юдович, Кетрис, 2011].

В работах предшественников [Ван, 1973, 1974; Дорофеева и др., 1983; Ермолова, 2003; Ван и др., 2011; Предтеченская, Малюшко, 2016] неоднократно упоминаются следы и признаки вулканогенных частиц в баженовских отложениях и в их одновозрастных аналогах и описываются прослои, обогащенные, вероятно, туфовым веществом. Можно предположить, что в процессе формирования баженовских отложений вулканогенный материал, по-видимому, поставлялся в бассейн осадконакопления регулярно. Однако только в условиях резко выраженного конденсированного осадконакопления появились условия формирования собственно пирокластических прослоев.

Стратиграфическая выдержанность изученных тонких туфогенных прослоев на огромной площади, резкие границы, геохимическая и минералогическая контрастность состава по отношению к вмещающим породам, градационная слоистая текстура и морфологические особенности зерен, специфическая литохимическая характеристика подтверждают предположение об их пирокластическом происхождении. Дополнительными доказательствами могут служить латеральная зональность химического состава; изменения количества, размерности, морфологии вулканокластических зерен; вариации окраски основной глинистой массы. Анализ строения и состава измененных туфовых прослоев на исследованной площади свидетельствует о проявлениях наземных извержений с выбросами пепловых облаков, состоящих из частиц преимущественно пелитовой и, в меньшем количестве, алевритовой размерности. Обширная площадь пеплового разноса во время извержений подтверждается выдержанностью туфовых прослоев с сохранением их мощности на расстояниях во многие сотни километров.

Учитывая способность ветров перемещать тонкие пепловые частицы на многие тысячи километров [Ван, Казанский, 1985], любой из активных позднеюрско-раннемеловых вулканов мог поставлять пирокластический материал в баженовское море. Однако отчетливо обособленные тонкие прослои пирокластики (туфы и туффиты) могли сформироваться и сохраниться в разрезе баженовской свиты только при благоприятных условиях: при максимально высоком стоянии уровня моря, пологом рельефе дна, замедленной скорости седиментации, отсутствии придонных течений.

Различия в строении пирокластических прослоев, залегающих в виде концентрированных скоплений тефры (туфы) или маломощных серий ритмичного чередования тончайших слойков пирокластического материала с фоновыми углеродистыми силицитами (туффиты), связаны с вариациями условий седиментации. Присутствие туффитов маркирует области осадконакопления в баженовском море с относительно повышенной гидродинамической активностью. Фигуративные точки составов туффитов на классификационных геохимических и литохимических диаграммах (см. рис. 13, 14) занимают промежуточное положение между областями туфов и вмещающих баженовских силицитов, отражая примерно равную степень участия пирокластических и осадочных компонентов.

Все изученные туфогенные прослои имеют сходный минеральный и химический состав, близкий к андезибазальтовому, что, вероятно, указывает на единый источник вулканогенного материала и на схожую геодинамическую обстановку действующих вулканических аппаратов. Низкие содержания TiO_2 (менее 0.2–0.6 мас. %), отчетливо проявленные минимумы Та и Nb максимумы Pb и U (см. рис. 16) являются типичными признаками надсубдукционного магматизма. Для туфов характерно существенное обогащение легкими РЗЭ относительно тяжелых (см. рис. 16а, в), что может быть объяснено как мошной континентальной корой в основании вулканической дуги, так и процессами дифференциации вещества при воздушной транспортировке пеплов. Кроме того, нельзя исключать и роль постседиментационного преобразования пород.

На основании полученных данных, в качестве источника пеплового материала могут рассматриваться провинции с андезибазальтовым надсубдукционным вулканизмом, действовавшим на рубеже поздней юры и раннего мела (в интервале 145-135 млн лет). Наиболее близко таким провинциям соответствуют Закавказье и Южно-Анюйская зона. Учитывая площадные изменения в содержании кремния, калия и величины отношения тяжелых и легких РЗЭ, выбор в пользу Закавказья, расположенного к юго-западу от Западно-Сибирского бассейна, представляется более обоснованным. Вместе с тем, принимая неоднозначность оценки силы ветра и преобладающего направления ветрового разноса, нельзя исключить влияние Южно-Анюйской зоны островодужного вулканизма, хотя это и представляется менее вероятным. Для получения более достоверных выводов об источнике пирокластического материала необходимо провести детальный сравнительный геохимический и изотопный анализ баженовских туфов и закавказских верхнеюрсконижнемеловых андезибазальтов.

Прослои туфов и отчасти туффитов могут использоваться как изохронные и маркирующие уровни при детальном расчленении разрезов баженовского горизонта и их региональной корреляции, а также при межрегиональном сопоставлении разрезов верхнеюрско-нижнемелового стратиграфического интервала. Выявленная диахронность границ баженовских пачек по отношению к туфовым прослоям позволяет проводить хроностратиграфическое сопоставление с более высоким разрешением. Полученные результаты могут служить новым инструментом для палеогеографических реконструкций: выявления источников вещества, оценки преобладающего направления ветров, характеристики гидрологических особенностей в разных частях баженовского моря (относительных глубин; действия течений и изменений их направления и скорости).

Обнаруженные в туфах многочисленные идиоморфные бипирамидально-призматические кристаллы циркона могут использоваться для определения возраста прослоев U–Pb методами. С применением современных высокоточных методов ID-TIMS появляется возможность получить результат датирования точнее биостратиграфического [Ронкин, 2010]. Это поможет поиску вулканических аппаратов, поставлявших вулканогенный материал в баженовский палеобассейн.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На огромной площади распространения баженовского горизонта Западной Сибири установлены маркирующие горизонты пепловых кристалловитрокластических туфов, сменяющихся в отдельных областях туффитами. Пирокластический материал в значительной мере преобразован, но его комплексное изучение позволяет вполне надежно диагностировать исходный состав и выявить его площадную изменчивость, оценить основное направление разноса пеплов и положение предполагаемого источника. В качестве источника пирокластического материала предполагается надсубдукционный вулканический пояс, действовавший юго-западнее территории исследований. Тонкий пепловый материал перемещался в виде пепловых облаков к востоку, на расстояние в первые тысячи километров от источника, и осаждался, в том числе, в баженовском морском бассейне.

Значение исследований баженовских туффоидов, распространенных в столь перспективном нефтеносном объекте Западной Сибири, трудно переоценить. Контрастные по отношению к вмещающим баженовским породам туфовые прослои выделяются в керне и могут служить надежными изохронными маркирующими уровнями в пределах пограничного юрско-мелового стратиграфического интервала, а соотношение в разрезе туфовых и туффитовых прослоев позволяет уточнить особенности режима седиментации в это время. Выдержанность туфовых прослоев и возможность их прослеживания на значительные расстояния позволяет использовать их для детальной стратиграфической, в том числе межпровинциальной, корреляции, поскольку потенциально они могут быть прослежены как в бореальных, так и в тетических разрезах. Изохронность этих прослоев-реперов позволяет проводить хроностратиграфические, палеогеографические и историко-геологические реконструкции. Встреченные в туфах цирконы могут быть использованы для независимой (от биостратиграфических методов) датировки отложений вблизи границы юры и мела.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность В.С. Вишневской за предоставленные определения радиолярий и замечания, Е.В. Щепетовой за ценные советы и методическую помощь, Е.Ю. Барабошкину за предоставленные определения аммонитов, А.Г. Калмыкову за участие в проведении лабораторных исследований, Е.А. Кожевниковой за обсуждение результатов исследований и конструктивные замечания, И.М. Гусеву, Я.Б. Талдыкину, П.Ю. Куликову за помощь в подготовке статьи и оформлении материалов, а также рецензенту за проявленный интерес и скрупулезный анализ наших результатов и полезные комментарии, которые позволили значительно улучшить публикацию.

ИСТОЧНИКИ ФИНАСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке гранта РФФИ, проект № 18-05-00494. Интерпретация геохимических данных выполнена в рамках государственного задания ИГЕМ РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Абашев В.В., Метелкин Д.В., Михальцов Н.Э. и др. Палеомагнетизм траппов архипелага Земля Франца-Иосифа // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. С. 1445– 1468.

Булатов Т.Д., Оксенойд Е.Е., Семечкова Л.В. и др. Туфогенные прослои в отложениях баженовской свиты в центральной части Западной Сибири // XXI научнопрактическая конференция "Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО – Югры". Ханты-Мансийск: ИздатНаукаСервис, 2017. С. 189–198.

Бумагина В.А., Потапова А.С., Кудаманов А.И. и др. Строение и условия формирования бажен-абалакского комплекса в пределах Красноленинского свода // Нефтяная провинция. 2018. № 4. С. 86–108. https://doi.org/10.25689/NP.2018.4.86-108

Ван А.В. Мезозойско-палеогеновый вулканизм на территории Западно-Сибирской низменности // Докл. АН СССР. 1973. Т. 210. № 5. С. 156–159.

Ван А.В. Роль вулканизма в образовании мезозойскокайнозойского осадочного чехла Западно-Сибирской плиты // Магматизм, литология и вопросы рудоносности Сибири / Ред. В.Г. Корель // Труды Всесоюз.

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ № 2 2021

минералог. общества Западно-Сибирского отд. Новосибирск: Западно-Сибирское книжное изд-во, 1974. Вып. 1. С. 52–61.

Ван А.В., Казанский Ю.П. Вулканокластический материал в осадках и осадочных породах. Новосибирск: Наука, 1985. 127 с.

Ван А.В., Предтеченская Е.А., Злобина О.Н. Продукты вулканизма в юрских отложениях приуральской части Западно-Сибирской плиты // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2011. № 4. С. 15–22.

Вишневская В.С., Амон Э.О., Гатовский Ю.А. Радиоляриевая биостратиграфия баженовского горизонта (верхняя юра–нижний мел) Западной Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2020. Т. 28. № 6. С. 105–124.

Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Комарицына Т.Ю. Позднемезозойский—раннекайнозойский рифтогенный магматизм Удинского сектора (Западное Забайкалье) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 5. С. 920–946.

Горобец Б.С., Рогожин А.А. Спектры люминесценции минералов: Справочник. М.: ВИМС, 2001. 312 с.

Дорофеева Т.В., Краснов С.Т., Лебедев А.А. Коллекторы нефти баженовской свиты Западной Сибири. Л.: Недра, 1983. 131 с.

Ермолова Т.Е. Литологические признаки дизьюнктивных дислокаций (латеральных флюидоупоров) в юрских и нижнемеловых отложениях Западной Сибири // Геология нефти и газа. 2003. № 4. С. 14–20.

Карякин Ю.В., Шипилов Э.В. Геохимическая характеристика и ⁴⁰Аг/³⁹Аг возраст магматических пород архипелага Земля Франца-Иосифа // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики // Материалы XLI Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2008. С. 389–393.

Карякин Ю.В., Ляпунов С.М., Симонов В.А. и др. Мезозойские магматические комплексы архипелага Земля Франца-Иосифа // Геология полярных областей Земли: материалы XLII Тектонического совещания / Отв. ред. Ю.В. Карякин. М.: ГЕОС, 2009. Т. 1. С. 257–263.

Касумзаде А.А., Багирбекова О.Д., Мурадова З.А. Стратификация мезозойского комплекса Среднекуринской впадины и Вандамской зоны Большого Кавказа (Азербайджан). Баку: El-Alliance, 2002. 60 с.

Ким О.О., Немова В.Д., Панченко И.В. Особенности создания 3D геологической модели отложений баженовской свиты на примере Средне-Назымского месторождения // Материалы научно-практического семинара EAGE/SPE "Проблемы освоения ресурсов и запасов сланцевой нефти". 2015.

https://doi.org/10.3997/2214-4609.201412181.

Лидер М.Р. Седиментология: Процессы и продукты. М.: Мир, 1986. 439 с.

Маслов А.В. Осадочные породы: методы изучения и интерпретации полученных данных / Учебное пособие. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2005. 289 с.

Маслов А.В., Гражданкин Д.В., Ронкин Ю.Л. и др. Пепловые туфы в отложениях сылвицкой серии верхнего венда (Кваркушско-Каменногорский мегантиклинорий, Средний Урал) // Литосфера. 2006. № 3. С. 45–70. Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Казанский А.Ю. Тектоническая эволюция Сибирского палеоконтинента от неопротерозоя до позднего мезозоя: палеомагнитная запись и реконструкции // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 7. С. 883–899.

Немова В.Д., Атяшева Е.П., Панченко И.В. и др. Эффективные подходы к изучению и прогнозу нефтеносности отложений баженовской свиты // Геология нефти и газа. 2014. № 6. С. 36–48.

Немова В.Д., Панченко И.В. Создание качественных геологических моделей строения баженовской свиты на основе изучения керна с привлечением данных сейсморазведки // 6-я Международная геолого-геофизическая конференция и выставка EAGE "Санкт-Петербург 2014. Геонауки – инвестиции в будущее", 7– 10 апреля 2014 г., Санкт-Петербург.

https://doi.org/10.3997/2214-4609.20140227.

Немова В.Д., Панченко И.В. Локализация приточных интервалов баженовской свиты и их емкостное пространство на Средне-Назымском месторождении // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2017. Т. 12. № 1. С. 1–24.

Немова В.Д., Панченко И.В., Ильин В.С. и др. Обзор результатов разработки баженовской свиты в связи с ее геологическим строением и пластовыми условиями (на примере Средне-Назымского и Салымского месторождений) // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовый месторождений. 2017. № 1. С. 38–44.

Панченко И.В., Балушкина Н.С., Барабошкин Е.Ю. и др. Комплексы палеобиоты в абалакско-баженовских отложениях центральной части Западной Сибири // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2015а. Т. 10. № 2. С. 1–29.

Панченко И.В., Камзолкин В.А., Латышев А.В. и др. Туфы и туффиты в баженовском горизонте (Западная Сибирь) // Эволюция осадочных процессов в истории Земли // Материалы 8-го Всероссийского литологического совещания (Москва, 27–30 октября 2015 г). Т. II. М.: РГУ нефти и газа им. И.М. Губкина, 2015б. С. 258–261.

Панченко И.В., Немова В.Д., Смирнова М.Е. и др. Стратификация и детальная корреляция баженовского горизонта в центральной части Западной Сибири по данным литолого-палеонтологического изучения керна и ГИС // Геология нефти и газа. 2016. № 6. С. 22–34.

Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования / Под ред. О.А. Богатикова, О.В. Петрова, А.Ф. Морозова СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. 200 с.

Полянин В.С. Региональная геология / Учебное пособие. Часть 2. Подвижные пояса неогея. Казань: Казанский государственный университет, 2009. 142 с.

Предтеченская Е.А., Малюшко Л.Д. Геохимические особенности и факторные модели баженовской свиты в центральных и юго-восточных районах Западно-Сибирской плиты // Изв. вузов. Геология и разведка. 2016. № 4. С. 23–36.

Процветалова Т.Н., Лагутенкова Н.С. О следах вулканической деятельности в отложениях неокома Западно-Сибирской низменности // Изв. вузов. Геология и разведка. 1968. № 10. С. 135–136.

Ронкин Ю.Л. U-Pb SIMS и ID-TIMS методы датирования цирконов: возможности и ограничения // Геоло-

гия и полезные ископаемые Западного Урала. 2010. № 10. С. 6–9.

Рухин Л.Б. Гранулометрический анализ рыхлых и слабосцементированных осадочных пород // Методы изучения осадочных пород. М.: Госгеолтехиздат, 1957. Т. I. C. 314–343.

Саркисян С.Г., Процветалова Т.Н. Некоторые петрографические особенности битуминозных аргиллитов марьяновской свиты (Западно-Сибирская низменность) // Изв. вузов. Геология и разведка. 1964. № 2. С. 56–61.

Саркисян С.Г., Процветалова Т.Н. Палеогеография Западно-Сибирской низменности в раннемеловую эпоху. М.: Наука, 1968. 80 с.

Скляров Е.В., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В. и др. Интерпретация геохимических данных / Учебное пособие / Под ред. Б.В. Склярова. М.: Интермет Инжиниринг, 2001. 288 с.

Столбов Н.М. Магматизм архипелага Земля Франца-Иосифа // Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минерагения северо-запада России // Материалы Всероссийской конференции (Петрозаводск, 12–15 ноября 2007 г.). Петрозаводск: Институт геологии КарНЦ РАН, 2007. С. 383–387.

Страхов Н.М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.: Наука, 1976. 299 с.

Тектоническая карта центральной части Западно-Сибирской плиты. Масштаб 1 : 1000000 / Под ред. В.И. Шпильмана, Н.И. Змановского, Л.Л. Подсосовой. Тюмень, 1998.

Федоров П.И., Флеров Г.Б., Головин Д.И. Новые данные о возрасте и составе вулканических пород острова Беннетта (Восточная Арктика) // Докл. РАН. 2005. Т. 400. № 5. С. 666–670.

Фролов В.Т. Литология. Кн. 2 / Учебное пособие. М.: Изд-во МГУ, 1993. 432 с.

Шалдыбин М.В., Крупская В.В., Глотов А.В. и др. Петрография и минералогия глин аномально люминесцирующих прослоев баженовской свиты Западно-Сибирского осадочного бассейна // Нефтяное хозяйство. 2018. № 2. С. 36–40.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимия черных сланцев. Л.: Наука, 1988. 272 с.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимические и минералогические индикаторы вулканических продуктов в осадочных толщах. Екатеринбург: УрО РАН, 2010. 412 с.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимические индикаторы литогенеза (литологическая геохимия). Сыктывкар: Геопринт, 2011. 742 с.

Ярмолюк В.В., Никифоров А.В., Козловский А.М., Кудряшова Е.А. Позднемезозойская магматическая провинция востока Азии: строение, магматизм и условия формирования // Геотектоника. 2019. № 4. С. 60-77.

Afonin I.V., Tishin P.A., Hitarova A.V. et al. Preliminary data on the connection of the CA. 150 MA lips with the Bazhenov formation (Western Siberia). Large Igneous Provinces through earth history: mantle plumes, supercontinents, climate change, metallogeny and oil-gas, planetary analogues // Abstract volume of the 7 International Conference. Tomsk: CSTI Publishing house, 2019. P. 6–7. *Bralower T.J., Ludwig K.R., Obradovich J.D.* Berriasian (Early Cretaceous) radiometric ages from the Grindstone Creek Section, Sacramento Valley, California // Earth Planet. Sci. Lett. 1990. V. 98. P. 62–73.

Cabanis B., Lecolle M. Le diagramme La/10–Y/15–Nb/8: Un outil pour la discrimination des series volcaniques et lamise en evidence des processus demelange et/ou de contamination crustale // Compte Rendus de l'Académie des Sciences. Series II. 1989.V. 309(20). P. 2023–2029.

Carey S. Influence of convective sedimentation on the formation of widespread tephra fall layers in the deep sea // Geology. 1997. V. 25(9). P. 839–842.

Mederer J., Moritz R., Ulianov A., Chiaradia M. Middle Jurassic to Cenozoic evolution of arc magmatism during Neotethys subduction and arc-continent collision in the Kapan Zone, southern Armenia // Lithos. 2013. V. 177. P. 61–78.

Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B.A. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram // J. Petrol. 1986. V. 27. P. 745– 750.

Lena L., López-Martínez R., Lescano M. et al. High-precision U–Pb ages in the early Tithonian to early Berriasian and implications for the numerical age of the Jurassic–Cretaceous boundary // Solid Earth. 2019. V. 10. P. 1–14. *Pearce J.A.* A User's guide to basalt discrimination diagrams // Trace element geochemistry of volcanic rocks: applications for massive sulphide exploration / Ed. D.A. Wyman // Geological Association of Canada, Short Course Notes. 1996. V. 12. P. 79–113.

Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in the ocean basins / Eds A.D. Saunders, M.J. Norry // Geol. Soc. Spec. Pub. 1989. V. 42. P. 313–345.

Shaldybin M.V., Wilson M.J., Wilson L. et al. The nature, origin and significance of luminescent layers in the Bazhenov Shale Formation of West Siberia, Russia // Mar. Petr. Geol. 2019. V. 100. P. 358–375.

Shaldybin M.V., Kondrashova E.S. The Jurassic global volcanic events recorded in sedimentary black shale deposits (Bazhenov formation, West Siberia). Large Igneous Provinces through earth history: mantle plumes, supercontinents, climate change, metallogeny and oil-gas, planetary analogues // Abstract volume of the 7th International Conference. Tomsk: CSTI Publishing house, 2019. P. 122–124.

Wood D.A. The Application of a Th–Hf–Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province // Earth Planet. Sci. Lett. 1980. V. 50(1). P. 11-30.

Volcanic Tuffs and Tuffites at the Jurassic-Cretaceous Boundary Beds (Volgian-Ryazanian Stages) of Western Siberia

I. V. Panchenko^{1, *}, I. D. Sobolev², M. A. Rogov³, A. V. Latyshev^{4, 5}

¹Joint-Stock Company "Modeling and monitoring of geological objects" named after V.A. Dvurechensky, Entuziastov highway, 21, bld. 1, Moscow, 111123 Russia

²Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry RAS, Staromonetny lane, 35, Moscow, 119017 Russia

³Geological Institute RAS, Pyzhevsky lane, 7, bld. 1, Moscow, 119017 Russia

⁴Lomonosov Moscow State University, Leninskie Gory, 1, Moscow, 119234 Russia

⁵Schmidt Institute of Physics of the Earth RAS, Bolshaya Gruzinskaya str., 10, bld. 1, Moscow, 123242 Russia

*e-mail: ivpanchenko89@gmail.com

Thin beds consists of altered tuffs and tuffites from the Jurassic-Cretaceous boundary beds of Western Siberia (the Bazhenovo formation) have been studied in detail. These layers represent an interval from the upper part of the Middle Volgian substage to the uppermost Ryazanian and cover the huge area of about 400000 km². Despite the thickness of $10^{-3}-10^{-2}$ m, these beds are confidently correlated and can be used as marker horizons and isochronous stratigraphic levels in the Bazhenovo deposits. The composition of ash beds is moderately regular; lateral zoning caused by the wind and hydrodynamic separation and deposition has been identified. On the basis of petrographic, mineralogical and geochemical data we suggest that original ash corresponds to basaltic andesite in composition, and is related to the arc volcanism beyond the West Siberian basin. The probable source of volcanic material was located to the southwest from the studied area, most likely in the Lesser Caucasus. Studied tuffaceous layers are very important for the regional stratigraphy and global correlations, since they can be potentially traced in the both Boreal and Tethyan successions. Also zircons found in tuffs can be further used for U–Pb dating.

Keywords: West Siberian basin, Bazhenovo formation, tuffs, marker bed, Jurassic-Cretaceous boundary, arc volcanism.

УДК 553.612

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ И МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КАОЛИНИТА КЕРАМИЧЕСКИХ ГЛИН ШУЛЕПОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (РЯЗАНСКАЯ ОБЛАСТЬ, ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЧАСТЬ ЕВРОПЕЙСКОЙ РОССИИ)

© 2021 г. Д. М. Коршунов^{а, b, *}, М. А. Богуславский^{b, **}

^a Геологический институт РАН, Пыжевский пер., 7, стр. 1, Москва, 119017 Россия ^bГеологический факультет Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова, Ленинские Горы, 1, Москва, 119991 Россия *e-mail: Dmit0korsh@gmail.com **e-mail: Mikhail@geol.msu.ru

Поступила в редакцию 04.05.2020 г. После доработки 16.06.2020 г. Принята к публикации 14.08.2020 г.

Проведено исследование линзы-2 Шулеповского месторождения огнеупорных глин, впервые получены представления о ее внутреннем строении. В результате СЭМ-изучения представительной коллекции образцов, отобранных по разрезу линзы, выявлены взаимоотношения основных минералов: каолинита, галлуазита, иллита и кварца. Ранее предполагалось, что линза является однородной, однако детальное изучение ее структуры позволяет прийти к выводу об отчетливо выраженной внутренней вертикальной зональности. Выделены основные структурные формы каолинита (гексагоны, вермикулы и пленки), галлуазита (игольчатые или столбчатые кристаллы и звездчатые агрегаты), иллита (сростки и "ленты"), в результате различного соотношения которых формируется вертикальная зональность линзы.

Ключевые слова: аутигенный каолинит, галлуазит, иллит, СЭМ, глинообразование. **DOI:** 10.31857/S0024497X21010043

Шулеповское месторожление огнеупорных глин расположено в Милославском административном округе, на юге Рязанской области (рис. 1а, б). Месторождение было открыто в 1970-х годах во время поисковых работ на огнеупорное сырье, хотя рудопроявления каолиновых глин на данной территории были известны еще с 1930-х годов XX века [Иевлев, 1986]. Несмотря на проведенные поисковые работы, и даже начатую добычу каолинита, сейчас имеются данные только об усредненном валовом химическом составе и крайне приблизительные сведения о минеральном составе глин месторождения [Афонина, Леонов, 2014]; мало известно об их физических и промышленных свойствах [Коростелов, 2006]. Таким образом, наиболее актуальными в настоящее время являются проблемы минералогии каолиновых глин месторождения, условий формирования линз, реконструкции обстановок осадконакопления на данной территории, которые могли привести к концентрации каолинита и образованию линз.

Каолинитовые линзы залегают в песчано-глинистой толще, предположительно, готерив-альб-

ского возраста [Урусбиева, 1963]. Песчано-глинистая толща крайне неоднородна вследствие невыдержанного соотношения песчаной и глинистой составляющих по разрезу и в латеральных направлениях. Каолинитовые линзы установлены на глубине от 4 до 20 м. Линзы вытянуты в СЗ направлении, длина их достигает 800 м, мощность изменяется от 1 до 4 м. До настоящего времени считалось, что каолинитовые линзы однородны, за исключением присутствия в них редких тонких обогащенных монтмориллонитом прослоев. Благодаря детальным исследованиям методами сканирующей электронной микроскопии, нами получены новые данные о минералогии каолинитовых линз, морфологии кристаллов в слагающих линзы минеральных агрегатах; на основании особенностей их распределения установлена вертикальная зональность в каолинитовой толще.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Авторами изучались геологическое строение и минералогические особенности линзы-2 Шуле-



Рис. 1. Расположение Шулеповского и Латненского месторождений. а – общий план; б – расположение Шулеповского месторождения; в – расположение Латненского месторождения. 1 – границы государств; 2 – реки; 3 – границы областей; 4 – автодороги; 5 – ж/д пути; 6 – границы месторождений.

повского месторождения. Каменный материал был отобран из керна пробуренных в 2018 г. поисковых скважин, которые прошли каолинитовый горизонт на глубинах от 14-16 до 18-21 м. Всего было опробовано 6 скважин и собрана представительная коллекция образцов из разных частей каолинитовой линзы и вмещающих пород. Образцы исследовались в Палеонтологическом институте РАН им. А.А. Борисяка с использованием электронных сканирующих микроскопов Tesscan Vega II и Vega III (оператор – Е.А. Жегалло), с режимом HV – 20 Kv и BSE детекторами. Для анализа были взяты образцы из разных участков каолиновой линзы-2 (из верхней, средней и нижней частей). Исследование проводилось на свежих сколах образцов, размер каждого подготовленного для СЭМ образца 1 × 1 см.

РЕЗУЛЬТАТЫ

По результатам описания керна скважин был составлен сводный разрез (рис. 2). Верхняя часть разреза представлена флювиогляциальными четвертичными отложениями (до 5 м); ниже с резкой

границей залегают бурые суглинки (2.5 м). Еще ниже, под отчетливо выраженной границей расположены пески, по данным гранулометрического анализа, относящиеся к континентальным фациям (неопубликованные материалы). Вниз по разрезу они сменяются бурыми глинами, которые, в свою очередь, переходят в белые каолинитовые глины (6 м). Границы горизонтов внутри нижнего 6-метрового интервала разреза постепенные. Количество песчаного материала в породах этого интервала с глубиной постепенно уменьшается, одновременно в них увеличивается содержание глинистого вещества, причем с определенной глубины глины становятся мономинеральными - каолинитовыми. Каолинитовые глины подстилаются переслаивающимися темно-бурыми глинами и песками, мощности отдельных слоев варьируют от 1 до 10 см. Между каолинитовыми глинами и подстилающей песчано-глинистой толщей граница резкая, хорошо прослеживается в керне изученных скважин, а в некоторых скважинах трассируется плотной, почти черной коркой (мощностью до 2 см) гидроокислов железа с микровключениями кварца.

Линза-2 имеет вытянутую форму, с раздувами и пережимами; мощность каолинитового горизонта в среднем составляет 2 м. Верхняя граница линзы нечеткая, при переходе от линзы к перекрывающей толще в глинистых отложениях постепенно уменьшается количество каолинита и увеличивается содержание песчаного материала, вплоть до перехода в чистые пески. Нижняя граница линзы резкая. Макроскопически каолинитовый горизонт весьма однороден. Слагающая линзу каолинитовая глина белого цвета, жирная на ощупь. Местами в ней встречаются темно-серые участки и охристо-желтые зоны ожелезнения. Очень редко обнаруживаются включения черного (органического) материала в виде гнезд диаметром около 2 см, с оторочкой гидроокислов железа.

По данным СЭМ, в минералогическом составе линз выделяются: каолинит трех различных морфологических разновидностей; монтмориллонит; галлуазит двух морфологических разновидностей; иллит в виде сочлененных под углом 120° пластинчатых минеральных агрегатов; а также кварц.

Каолинит составляет около 80% объема линзы и представлен: 1) отдельными гексагонами размером до 5 мкм (в редких случаях – до 12 мкм); 2) слоистыми пленками, иногда с растущими из них в разные стороны гексагонами; размер отдельной пленки достигает 0.1 см (рис. 3а); 3) червеобразными выделениями полисинтетических двойников (в виде стопок), которые в отечественной литературе называют вермикулами каолинита [Бортников и др., 2016], размером до 15 мкм. Такие вермикулы бывают относительно прямыми, изгибающимися и иногда спирально закрученными (см. рис. 36, д).

Все перечисленные формы каолинита встречаются во всех образцах, однако в разных горизонтах линзы соотношения этих форм различны.

В нижней части линзы основная масса состоит из отдельных гексагонов каолинита, часто с обломанными краями, скопления их образуют своеобразные "россыпи". Гексагоны перемежаются с мелкими слоистыми пленками с неровными "рваными" краями. Пленки часто изогнуты, возможно, деформированы. Среди таких пленок и гексагонов встречаются редкие вермикулы небольшого размера (5–8 мкм).

В средней части линзы доминирующее положение занимают пленки каолинита (см. рис. 3а), здесь они более крупные, многослойные и часто расшелушены. Вермикулы распространены шире, их размеры достигают 15 мкм, иногда они растут попарно. Отдельные гексагоны встречаются реже.

В верхней части линзы так же, как и в средней, пленки развиты крайне широко, однако они заметно тоньше и меньшего размера (100–200 мкм). Наблюдаются в основном "молодые" пленки – плотные, с ровными, как бы "ограненными" кра-



Рис. 2. Сводная колонка по скважинам. 1 – суглинки, 2 – пески, 3 – глины, 4 – подстилающие переслаивающиеся глины и пески. Цифры в кружочках соответствуют описанным горизонтам в тексте.

ями (см. рис. 3в). Вермикулы также широко развиты, образуют прямые и закрученные в спирали агрегаты размером до 30 мкм. Закрученные вермикулы, вероятно, являются псевдоморфозами каолинита по органическим остаткам. Отдельные гексагоны встречаются значительно чаще, чем в средней части; так же, как и в нижней части, они формируют скопления в виде "россыпей"; размерность гексагонов может достигать 10–12 мкм.

Помимо вышеупомянутых форм, обнаружены минеральные псевдоморфозы каолинита, развитые, предположительно, по бактериям и бактериальным пленкам. Стоит отметить, что подобный биоморфный каолинит обнаружен в нижней и в верхней частях линзы, тогда как в средней он отсутствует.

<u>Монтмориллонит</u> составляет около 20% объема линзы. Он был обнаружен В.А. Рассуловым и М.А. Богуславским [2019] при изучении огнеупорных глин методом оптической спектроско-



Рис. 3. Формы минералов, слагающих каолинитовую линзу (СЭМ). а – "зрелая" пленка каолинита; б – прямые и изогнутые вермикулы каолинита; в – "молодые" пленки каолинита и трубчатый галлуазит; г – звездчатые выделения галлуазита на поверхности молодой пленки каолинита; д – спиралевидная вермикула; е – обломки кварца, сцементированные каолинитом. П – пленки, В – вермикулы, Г – галлуазит, К – кварц.

пии в диапазоне UV–VIS–NIR. Данные оптической спектроскопии не были подтверждены классическими аналитическими методами, поэтому оценить точность диагностики не представляется возможным. Полученный результат следует считать оценочным до тех пор, пока он не будет подтвержден рентгено-дифрактометрическими анализами. В ходе наших исследований в СЭМ монтмориллонит не был обнаружен.

<u>Галлуазит</u> присутствует во всех частях линзы, причем в направлении к верхней части линзы

его количество значительно возрастает. Галлуазит встречается в двух основных формах: в виде трубчатых кристаллов размером от 2 до 20 мкм (см. рис. 3в) и в виде звездчатых агрегатов, растущих на поверхности каолинита (см. рис. 3г). Галлуазит распространен неравномерно, однако его общее количество и размеры кристаллов постепенно увеличиваются в направлении к верхней части линзы. Только в верхней части линзы формируются звездчатые агрегаты на поверхности "молодых" пленок каолинита.



Рис. 4. Разрез по скважинам 2-6.

1 – верхние опесчаненные каолинитовые глины, 2 – каолинитовая линза, 3 – каолинитовая линза с обломками кварца, 4 – переслаивающиеся пески и глины; 5 – границы выделенных зон.

<u>Иллит</u> обнаружен на разных интервалах каолинитовой линзы; он представлен сочлененными под углом 120° минеральными агрегатами, которые могут формировать как небольшие двойные и тройные сростки, так и вытянутые до 30 мкм "ленты". Содержание иллита возрастает с глубиной: в верхней части линзы обнаружены единичные двойные и тройные сростки размером до 3—4 мкм, однако в нижней части линзы содержание иллита достигает 5 об. %, и здесь он в основном формирует вытянутые "ленты" и цепочки. Иногда наблюдаются реликты иллита, сохранившиеся по краям вермикул каолинита.

<u>Кварц</u> составляет около 1% объема линзы; он представлен слабо окатанными обломками, часто с острыми краями, размером до 100 мкм (см. рис. 3е) и встречается исключительно в нижней части разреза линзы.

ОБСУЖДЕНИЕ

Как было показано выше, отдельные горизонты каолинитовой линзы различаются по соотношению основных минералов и формам их кристаллов. На основании этого можно выделить вертикальную зональность каолинитовой толщи. Для удобства описания зоны обозначены: зона 1 нижняя часть линзы, зона 2 — средняя часть, зона 3 — верхняя часть линзы (рис. 4).

В зоне 1 присутствуют: кварц, разрозненные гексагоны каолинита, редкие мелкие вермикулы, мелкие пленки каолинита, редкие трубчатые кристаллы галлуазита, а также ленты и цепочки иллита. В зоне 2 распространены толстые и продолжитель-

ные пленки каолинита, встречаются отдельные гексагоны каолинита и увеличенные в размерах вермикулы, наблюдается большое количество трубчатого галлуазита, а также иллита в виде двойников, тройников и небольших "лент". В зоне 3 присутствуют "молодые" пленки каолинита, редкие отдельные гексагоны, большое количество вермикул, и более значительное количество галлуазита в двух модификациях: в виде трубчатых кристаллов и звездчатых сростков, растущих на поверхности каолинитовых пленок. Согласно представлениям А.Д. Слукина, из звездчатых агрегатов галлуазита, по мере их роста и в результате последующей перекристаллизации, формируется новый слой каолинита внутри пленки [Слукин и др., 2015]. Иллит в зоне 3 присутствует только в виде некрупных двойных и тройных сростков.

Рассмотренная зональность наблюдается во всех скважинах. Характер границ между зонами постепенный. Выделенные зоны имеют мощность от 0.7 до 1.5 м в разных скважинах.

Ближайшим к Шулеповскому месторождением-аналогом является Латненское месторождение огнеупорных глин, расположенное в окрестностях г. Воронежа (см. рис. la, в). Они во многом похожи: на Латненском месторождении серия вытянутых каолинитовых линз залегает в аптских отложениях и приурочена к границе континентальных и прибрежно-морских фаций. Основная часть каолинита — аутигенная, хотя примесь терригенного каолинита также существенна. Исследователи Латненского месторождения считают, что накопление значительных количеств каолинита, возможно, происходило в результате переотложения материала из верхнедевонской мамонской свиты, содержащей первичный каолинит кор выветривания и прочие продукты разрушения силикатов. Такой материал перемывался и освобождался от кварца в процессе транспортировки реками, затем откладывался в застойных водных обстановках, где в присутствии большого количества органического вещества происходила перекристаллизация первичного каолинита и активно формировался аутигенный каолинит [Бортников и др., 2016].

Эта модель подтверждается и работами Д.Д. Котельникова, который наглядно продемонстрировал возможность формирования каолинитов и бокситов при переотложении материала кор выветривания в континентальных условиях. Он также указывал на важную роль органических соединений в химизме данного процесса [Котельников, 2012].

Формы нахождения каолинита (гексагоны, пленки, вермикулы) в линзах Шулеповского месторождения, их хорошая сохранность, а также присутствие обломочного материала исключительно в нижней части линзы вместе свидетельствуют об аутигенном образовании каолинита (по крайней мере, в средней и в верхней части линзы). Механизм его формирования пока не вполне ясен. В отличие от Латненского месторождения, каолинитовые линзы Шулеповского месторождения содержат существенно меньше органического вещества, а ближайшие отложения кор выветривания находятся в пределах Воронежской антеклизы, то есть более чем в 400 км к югу. Поэтому и возможный источник каолинитового материала остается спорным. Однако на основании установленной нами зональности можно рассмотреть несколько факторов, повлиявших на формирование линзы, а также обсудить их эволюцию. Вопервых, формирование каолинитовой линзы могло происходить только в водных условиях. В.Д. Келлером экспериментально доказано, что аутигенный каолинит формируется в присутствии воды, причем в застойных водах процесс происходит интенсивнее, особенно, в присутствии органики [Keller, 1953]. Во-вторых, обилие обломков кварца позволяет прийти к выводу о том, что нижний горизонт формировался в менее спокойных гидродинамических условиях. Обломки кварца плохо окатанные, что может свидетельствовать об относительно небольшом расстоянии до источника кварца и о незначительном времени его транспортировки. В-третьих, крупные размеры и хорошая сохранность пленок каолинита указывают на максимальную "зрелость" именно средней части линзы. Ограненные края каолинитовых пленок, характерные для зоны 3 и признаки роста звездчатых агрегатов галлуазита на их поверхностях свидетельствуют об активном формировании новых пленок каолинита, продолжавшемся вплоть до какого-то неблагоприятного события, произошедшего на сопредельной территории. В результате этого события рост новых кристаллов остановился.

Реконструкция источников сноса иллита вызывает отдельные сложности. Можно утверждать только то, что со временем его привнос на территорию современного расположения Шулеповского месторождения уменьшился. Иллит в континентальных условиях может формироваться путем гидратации и/или перетирания мусковита. М.Ф. Викулова считает, что формирование иллита максимально проявляется в континентальных условиях при холодном климате и pH < 8 [Викулова и др., 1973]. Согласно данным В.А. Дрица и А.Г. Коссовской, иллит в континентальных условиях активно формируется по мусковиту и серициту. Они также отметили, что в окислительной обстановке, при активном выносе кремния, биотит является наиболее вероятным источником для иллита [Дриц, Коссовская, 1991]. Выше были отмечены изменения содержания и форм нахождения иллита по разрезу каолинитовой линзы. С уменьшением количества иллита, растет упорядоченность структуры каолинита, что, вероятно, отражает изменения условий образования линзы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Кратко резюмируя, можно выделить основные условия формирования исследованной нами каолинитовой линзы. Линза формировалась от нижних к верхним горизонтам, в водной среде, которая первоначально была динамически активна, но со временем становилась более спокойной, вплоть до развития застойных явлений (например, это могли быть меандры рек, которые отделялись от основного русла и заболачивались). Присутствие галлуазита (в данном случае, предшественника каолинита) на стенках каолинитовых пленок показывает, что в верхней части линзы активно формировался каолинит, но затем этот процесс резко прекратился. Возможно, основной причиной была активизация течений в водной массе, вместе с которыми в обстановку формирования каолинитовой линзы начал поступать обломочный материал, о чем свидетельствует песчаная примесь в глинистых отложениях верхней части линзы и в перекрывающих ее отложениях.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена по теме государственного задания ГИН РАН № 0135-2019-0073.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Афонина Г.А., Леонов В.Г. Исследования химико-минералогического состава и спекаемости глин Шулеповского месторождения // Изв. ТулГУ. 2014. № 1. С. 89–98. Бортников Н.С., Савко А.Д., Новиков А.М. и др. Латненское месторождение огнеупорных глин (Центральная Россия) // Литология и полез. ископаемые. 2016. № 6. С. 487–500.

Викулова М.Ф., Бурков Ю.К., Македонов А.В. Фациальные типы глинистых пород (и их первичные литологические особенности). Л.: Недра, 1973. 288 с.

Дриц В.А., Коссовская А.Г. Глинистые минералы: слюды, хлориты. М.: Наука, 1991. 176 с.

Коростелов В.А. Огнеупорная глина Шулеповского месторождения // Новые Огнеупоры. 2006. № 1. С. 22–26.

Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н. Накопление и преобразование глинистых минералов в осадочном чехле земной коры. Статья 2. Аридный литогенез // Изв. вузов. 2012. № 4. С. 15–22.

Иевлев Л.В. Объяснительная записка к обзорной карте месторождений строительных материалов Рязанской области масштаба 1:1000000. М.: Министерство Геологии РСФСР, Геологический фонд РСФСР, 1986. 236 с. Рассулов В.А., Богуславский М.А. Оперативная диагностика минерального состава огнеупорных глин на основе оптической спектроскопии в диапазоне UV–VIS–NIR // Глины и глинистые минералы: VI Российская Школа по глинистым минералам "Argilla Studium-2019" и IV Российское Совещание по глинам и глинистым минералам "ГЛИНЫ-2019", Москва, 07–15 ноября 2019 г. М.: ИГЕМ РАН, 2019.

Слукин А.Д., Бортников Н.С., Жухлистов А.П. и др. Микроморфология и генетические взаимоотношения главных гиппергенных минералов бокситоносных латеритных профилей (по результатам электронно-микроскопического изучения) // Новые данные о минералах. 2015. № 50. С. 50–61.

Урусбиева Ф.И., Бреслав С.Л. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200000 Серия Московская. Лист N-37-XXII. Объяснительная записка. М.: Недра, 1963. 60 с.

Keller W.D. The Origin of Missouri Fire Clays // Clays and Clay Minerals. 1953. V. 2. № 1. P. 7–46.

Mineral Composition and Morphological Features of Kaolinite of Ceramic Clays of the Shulepovsky Deposit (Ryazan Region, Central Part of European Russia)

D. M. Korshunov^{1, 2, *} and M. A. Boguslavskiy^{2, **}

¹ Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Pyzhevsky lane, 7, bld. 1, Moscow, 119017 Russia ² Geological Faculty of Lomonosov State University, Leninskie Gory str., 1, Moscow, 119991 Russia *e-mail: Dmit0korsh@gmail.com **e-mail: Mikhail@geol.msu.ru

Data on the internal vertical zoning of refractory lenses of the Shulepovsky Deposit were obtained for the first time as a result of this study. The SEM research of samples across the entire lens section revealed the relationship between the main minerals that forming the lens: kaolinite, galluasite, illite and quartz. Previously, it was thought that the lens is homogeneous, but the results of the study show that there is a clear internal zoning The structural form of kaolinite (hexagons worm's form and film), halloysite (needle-like or columnar, and stellate crystals), illite (joints and bands), the relationship of which forms the vertical zonality of the lens.

Keywords: authigenic kaolinite, halloysite, illite, SEM, clay formation.

190

ПАМЯТИ АКАДЕМИКА РАН ЭРИКА МИХАЙЛОВИЧА ГАЛИМОВА 09.07.1936-23.11.2020

DOI: 10.31857/S0024497X21020063



Редколлегия журнала "Литология и полезные ископаемые" с прискорбием извещает, что 23 ноября 2020 г. на 85-м году жизни скончался академик РАН Эрик Михайлович Галимов – выдающийся геохимик, создатель научной школы "Глобальный цикл углерода; мантия—кора—океан—атмосфера", автор более 500 научных публикаций, в том числе многих книг.

Эрику Михайловичу был присущ широчайший охват проблем в области наук о Земле, глубокое понимание сущности взаимосвязей между природными процессами, осознание влияния на многообразную систему Земли различного уровня космических явлений.

Он был истинным Ученым, труды которого несомненно находятся в ряду наиболее значимых научных работ в области наук о Земле.

Э.М. Галимов окончил МИНХиГП им. И.М. Губкина в 1959 г., трудовую деятельность начал инженером в тресте "Спецгеофизика" Мингео СССР, в 1965 г. защитил кандидатскую диссертацию. В 1966 г. создал Проблемную лабораторию масс-спектрометрии в МИНХиГП и руководил ею до 1972 г. В 1970 г. защитил докторскую диссертацию "Геохимия стабильных изотопов углерода". В 1973 г. создал Лабораторию геохимии углерода в ГЕОХИ АН СССР.

С 1992 по 2015 гг. Эрик Михайлович Галимов руководил ГЕОХИ РАН в качестве директора, впоследствии стал научным руководителем института. В 1994 г. избран академиком РАН. Был членом Президиума РАН, членом Бюро Отделения наук о Земле, председателем Комитета по метеоритам, председателем Научного совета РАН по проблемам геохимии, членом Океанографической комиссии РАН, членом Бюро Совета РАН по космосу, с 2000 по 2004 гг. – президентом Международной ассоциации геохимии и космохимии. Э.М. Галимов являлся главным редактором журнала "Геохимия", членом редколлегий международных журналов "Astrobiology", "Chemical Geology", "Isotopes in Health and Environ-mental Studies", председателем совета Комиссии РАН по изучению научного наследия академика В.И. Вернандского. Находясь на этом посту, Э.М. Галимов взял на себя труд и ответственность составителя и научного редактора наиболее полного собрания трудов В.И. Вернадского в 24 томах.

Академик Э.М. Галимов участвовал во многих морских геологических экспедициях и внес весомый вклад в исследование органического вещества и газов в осадочной толще Мирового океана.

Э.М. Галимов награжден орденами "Знак Почета" (1986) и "Орден Почета" (1999), медалью Альфрейда Трейбса Международного геохимического общества (2004), Золотой медалью им. В.И. Вернадского (2018); заслужил звание лауреата премии им. В.И. Вернадского (1984), лауреата Государственной премии РФ (2016).

Научные результаты мирового уровня получены Э.М. Галимовым прежде всего в областях изотопной, органической и неорганической геохимии, космохимии. Во многом благодаря его трудам изотопная и органическая геохимия стали универсальными инструментами в исследовании разнообразных природных процессов на Земле и в Космосе. Эти работы и оригинальные гипотезы происхождения системы Земля—Луна, зарождения жизни, изотопно-фракционный метод выявления нефтематеринских пород, формирования алмазов при кавитационных процессах в быстротекущей магме принесли Э.М. Галимову всемирную известность. Он был инициатором активного исследования Луны и одним из разработчиков программ "Луна-Глоб" и "Фобос-грунт", развивал идею экономической целесообразности доставки с Луны экологически чистого топлива гелий-3 для решения грядущих энергетических проблем человечества.

Кончина Эрика Михайлович Галимова — тяжелейшая утрата для мирового научного сообщества, для всех, кто имел честь работать рядом с ним, для его учеников и последователей. Ученый высочайшего уровня, богато одаренная личность, он оказывал значимое влияние на развитие наук о Земле, на жизнь Российской Академии наук. Будем помнить его с чувством глубокой благодарности за то, что им сделано в науке.

> Редколлегия журнала "Литология и полезные ископаемые"

ПРАВИЛА ДЛЯ АВТОРОВ

DOI: 10.31857/S0024497X21020075

В журнале "Литология и полезные ископаемые" помещаются статьи, содержащие законченные, еще не опубликованные результаты теоретических и экспериментальных работ, обзорные статьи, краткие сообщения по тематике журнала.

Авторы, направляющие статьи и краткие сообщения в журнал "Литология и полезные ископаемые", должны соблюдать следующие обязательные правила.

1. Работа представляется в окончательно подготовленном для печати виде.

В редакцию передается (присылается) один бумажный вариант статьи на адрес: 119017 Москва, Пыжевский переулок, дом 7. Геологический институт РАН, редакция журнала "Литология и полезные ископаемые" и электронный вариант (таблицы doc — в папке, рисунки jpg — в папке, макет статьи doc (вставить в конце статьи таблицы и рисунки с подписями)) на e-mail редакции: lithologygin@vandex.ru, a также через портал редакционноиздательской системы <u>https://publish.sciencejournals.ru</u>. Объем статей не должен превышать одного авторского листа (до 24-28 печатных страницы, включая текст, список литературы, подписи к рисункам и таблицы), краткие сообщения — половины авторского листа. Количество рисунков не должно превышать 8 (восемь) рисунков на авторский лист.

2. К статье (в электронном варианте) прикладываются следующие сопроводительные документы: 1) сопроводительное письмо от организации, в которой данное исследование проводилось, 2) Договор о передаче авторского права для английской версии и Лицензионный договор для русской версии, 3) сведения об авторах статьи.

3. Рукописи должны быть напечатаны на компьютере шрифтом Times New Roman 12 через полтора интервала с оставлением полей с левой и правой стороны. Все страницы должны быть пронумерованы, включая текст, список литературы, таблицы и подписи к рисункам. Все упоминаемые в статье величины и единицы измерения должны соответствовать стандартным обозначениям. В тексте статьи не допускаются сокращения (кроме стандартных), сокращенные названия поясняются при первом упоминании. Десятичные знаки пишутся через точку (например, 0.001); млн, млрд, мин, с, м, см — без точки; тыс., вес. %, масс. % — с точкой.

4. Список литературы формируется в алфавитном порядке — сначала русские фамилии, затем иностранные. Фамилии и Инициалы автора(ов). Полное название книги (Название сборника). Город: Издательство, год. Общее количество страниц (например, 123 с.) или Фамилии и Инициалы автора(ов). Полное название статьи // Название журнала. Год. Т. 1. № 1. С. 11-22. Если авторов в ссылке больше четырех, указываются три автора и др. В тексте статьи ссылка дается в квадратных скобках [Фамилия, год], если авторов больше двух [Фамилия первого автора и др., год], если работа приводится без авторов [Первое слово Названия работы ..., год], иностранные фамилии даются на языке оригинала. Например, [Иванов, 2011; Семенов, Белов, 2018; Петров и др., 2012; Литологические ..., 2015; Benioff, 1951; Scholz, Campos, 2012; Holschneider et al., 2012].

5. Иллюстрированный материал должен быть выполнен качественно, сканированные рисунки не принимаются. На картах обязательно указывать масштаб. На рисунках должно быть указано минимальное, соответствующее изложению в тексте, количество буквенных и цифровых обозначений, а также рисунки должны содержать минимальное количество надписей. Большая их часть дается под соответствующей подписью к рисунку. Включение в статью карт, разрезов и фотографий допускается лишь в полном соответствии с текстом. В подрисуночной подписи не допускается воспроизведение не буквенных знаков (штриховка, кружки, треугольники и т.д.). В номерах условных обозначений цифры даются прямым шрифтом, а буквы курсивом.

6. В связи с тем, что публикация английской версии Журнала дает ему международный статус, к качеству и оформлению рукописей предъявляются повышенные требования. Стиль изложения материала должен быть достаточно прост, четок и понятен для адекватного перевода на английский язык.

Заголовки первого уровня набираются прямым заглавным шрифтом в центре строки, заголовки второго уровня — курсивом в центре строки, заголовки третьего уровня — подчеркивание в начале абзаца (если заголовков планируется больше, то допускается заголовок полужирным шрифтом строчными буквами в центре строки).

Статья оформляется следующим образом:

УДК 551...

НАЗВАНИЕ РАБОТЫ

© 2021 г. И. И. Иванов^{1, *}, П. П. Петров^{2, **}, С. С. Сидоров^{3, ***}

¹Название Института, почтовый адрес, Москва, индекс Россия

²Название Института, почтовый адрес, Санкт-Петербург, индекс Россия

³Название Института, почтовый адрес, Екатеринбург, индекс Россия *e-mail:

**e-mail:

***e-mail:

Поступила в редакцию Аннотация до половины печатной страницы.

Ключевые слова: 5—6 слов.

Текст статьи с разделами, отражающими ее содержание (например, Введение, Формулировка научной задачи, Исходные данные, Фактический материал, Методы исследования, Результаты исследования, Результаты и их обсуждение, Заключение), Список литературы, Таблицы, Подписи к рисункам, Рисунки. В конце статьи дать перевод метаданных с аннотацией и ключевыми словами (название работы, авторы, Институты с адресами, е-mail, аннотация и ключевые слова).

7. Редакция сохраняет за собой право сокращать присылаемые статьи и подвергать их правке!

8. Статьи, оформленные без соблюдения настоящих правил, возвращаются авторам без рассмотрения!