

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^б, М. А. Рогов^с, А. В. Латышев^{д, е}

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

^бИнститут 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

^дМГУ 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 андезитобазальтовый 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 борельных, так и в тетических разрезах, а встреченные в туфах цирконы использованы для определения U–Pb 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 опубли-

ковано 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., 2015б] были кратко описаны регионально

прослеживающиеся тонкие прослои туфов и туф-фитов, позднее подобные прослои были изучены нашими коллегами [Булатов и др., 2017; Бумагина и др., 2018; Шалдыбин и др., 2018; Afonin et al., 2019; Shaladybin et al., 2019; Shaladybin, 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 проследить 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, поставившего 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 [Процветаева, 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, позволяющий комплексно охарактеризовать туфогенные прослои. Изучен вещественный состав этих прослоев, проанализировано их стратиграфическое распространение, проведена их классификация, выявлена площадная зональность изменений состава прослоев и высказаны предположения о возможном источнике пеплового материала. Полученные результаты обсуждаются в настоящей статье.

МАТЕРИАЛЫ

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-Ватъеганская; 4, 33 Кумские; 91 Горстовая и др.). Территория работ, охарактеризованная скважинами, керн которых нами был изучен, охватывает площадь более 400 000 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 градиационные серии с постепенным уменьшением или увеличением снизу вверх мощности пирокластических слоев, 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 туф-фитов были найдены многочисленные аммониты

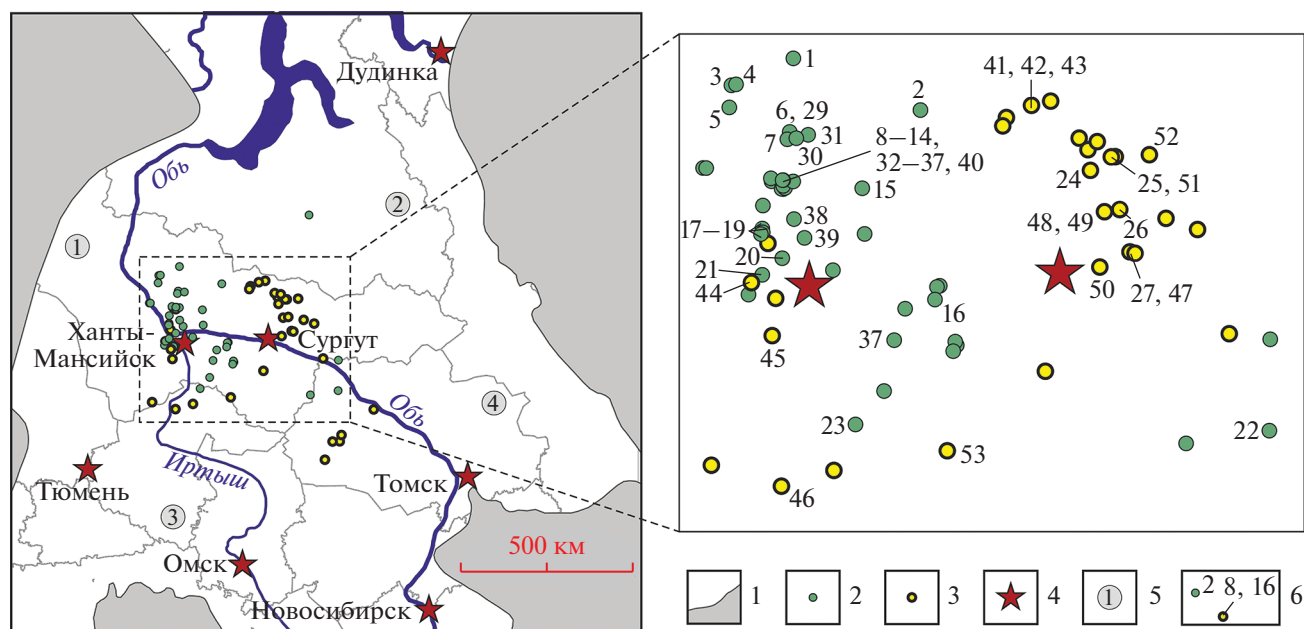


Рис. 1. Территория Западной Сибири и расположение скважин, вскрывающих баженовский горизонт, в керне которых установлены прослой пепловых туфов и туффитов.

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 Instruments 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 Е.В. Покровская) на дифрактометре D8 Bruker ($\lambda(\text{Cu } K\alpha_1) = 1.541 \text{ \AA}$, $\lambda(\text{Cu } K\alpha_2) = 1.544 \text{ \AA}$; $I =$

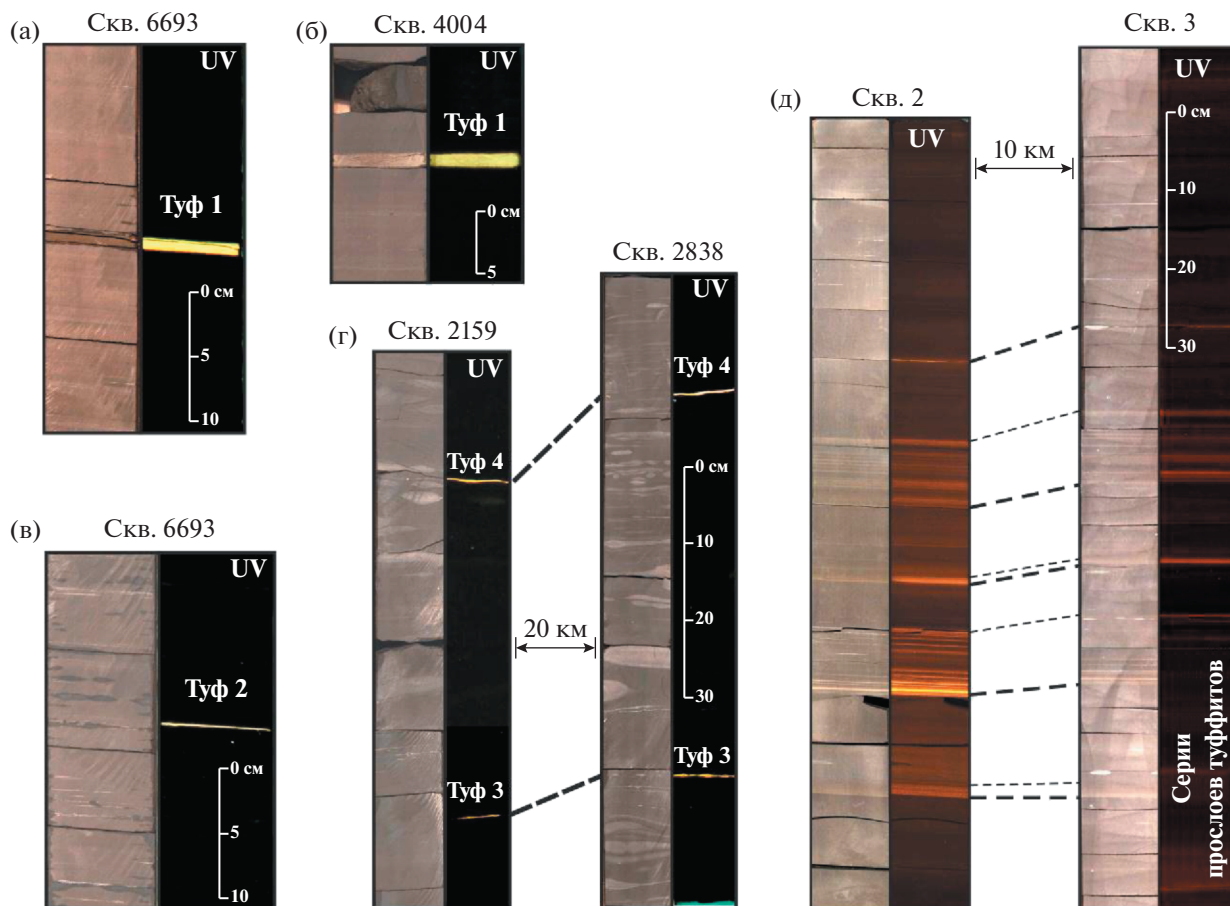


Рис. 2. Фотографии туфогенных прослоев в керне баженовских отложений при дневном и УФ освещении.

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 4б); г – прослой 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 $0.05^\circ 2\theta$ 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

индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS) в 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 ^{146}Nd , ^{161}Dy , ^{174}Yb . Для контроля результатов использовали стандартные образцы базальтов (BHVO-2), по гранодиоритов (GSP-2) и щелочных агапайтовых гранитов (СГ-3 (ГСО3333-85)).

Биостратиграфический 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 называют 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 вмещающими 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 называются 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, градиционно 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, принятых 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 пирокластиков 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): Т1 — туфы первого (самого нижнего), наиболее мощного (до 1 см) и выдержанного прослоя; Т2 — туфы второго снизу, тонкого (до 2 мм) прослоя; Т3 — туфы третьего снизу, очень тонкого (около 1 мм) прослоя; Т4 — туфы четвертого, очень тонкого (менее 1 мм) прослоя; ТТ1–ТТ4 — туффиты; Т1 + tt — туфы, аналогичные по мощности и стратиграфии с Т1, но встреченные в разрезах в ассоциации с туффитами.

Прослои Т3 и Т4 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 Т1–Т4 выглядят единообразно, но наиболее ярко проявлен первый (самый нижний и мощный из встреченных) туфовый прослой Т1 (Т1 + tt); своеобразно проявлены серии туффитов ТТ1–ТТ4 (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 седиментационным 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 всегда 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 от 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 слоев (туффиты 1–4, см. рис. 3–5), относится к средневожскому подъярису, аммонитовым зонам *Laugeites groenlandicus*–*Epilaugeites vogulicus*–*Praechetaites exoticus*.

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

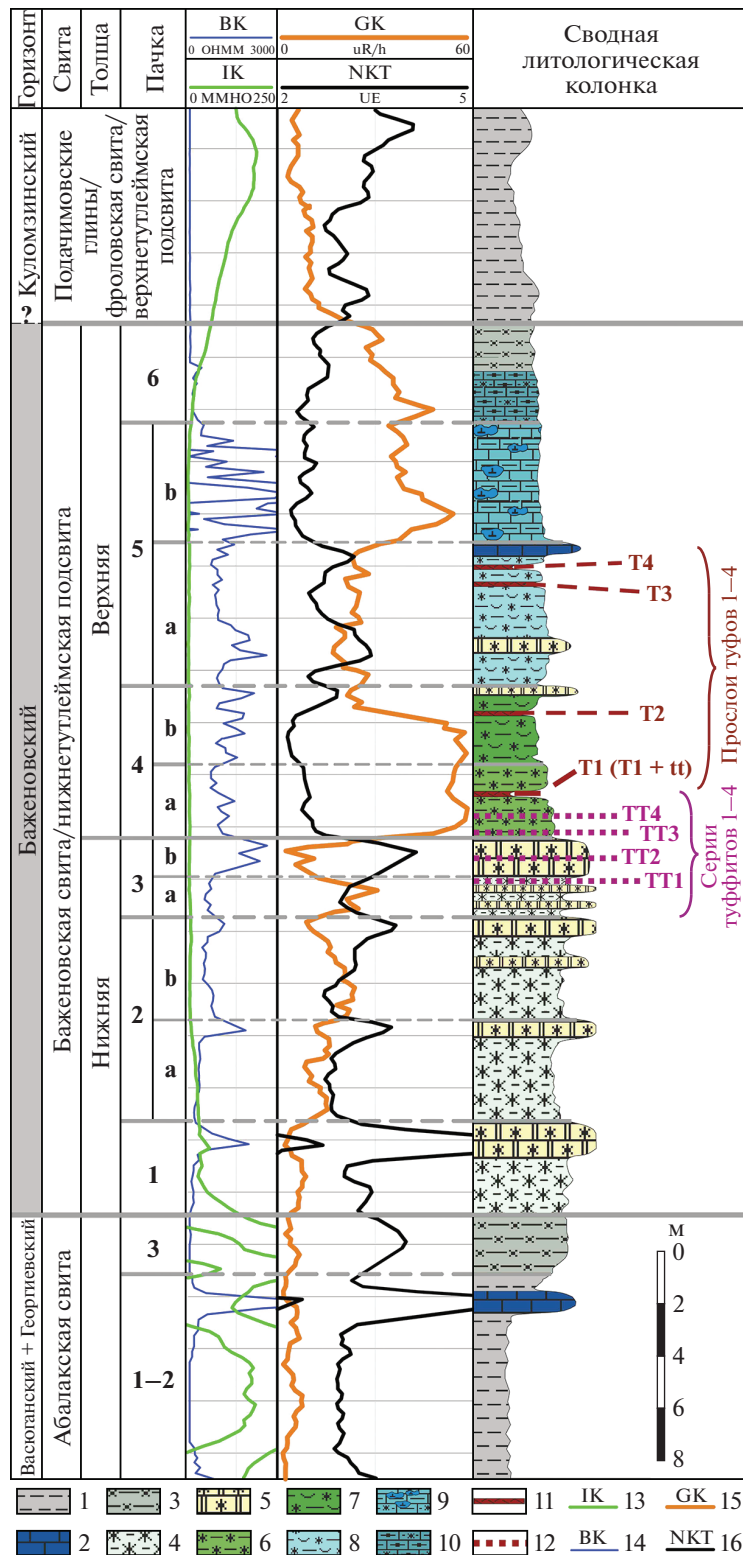


Рис. 3. Сводная литологическая колонка баженовского горизонта и положение пирокластических прослоев.

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 иноцерами (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.

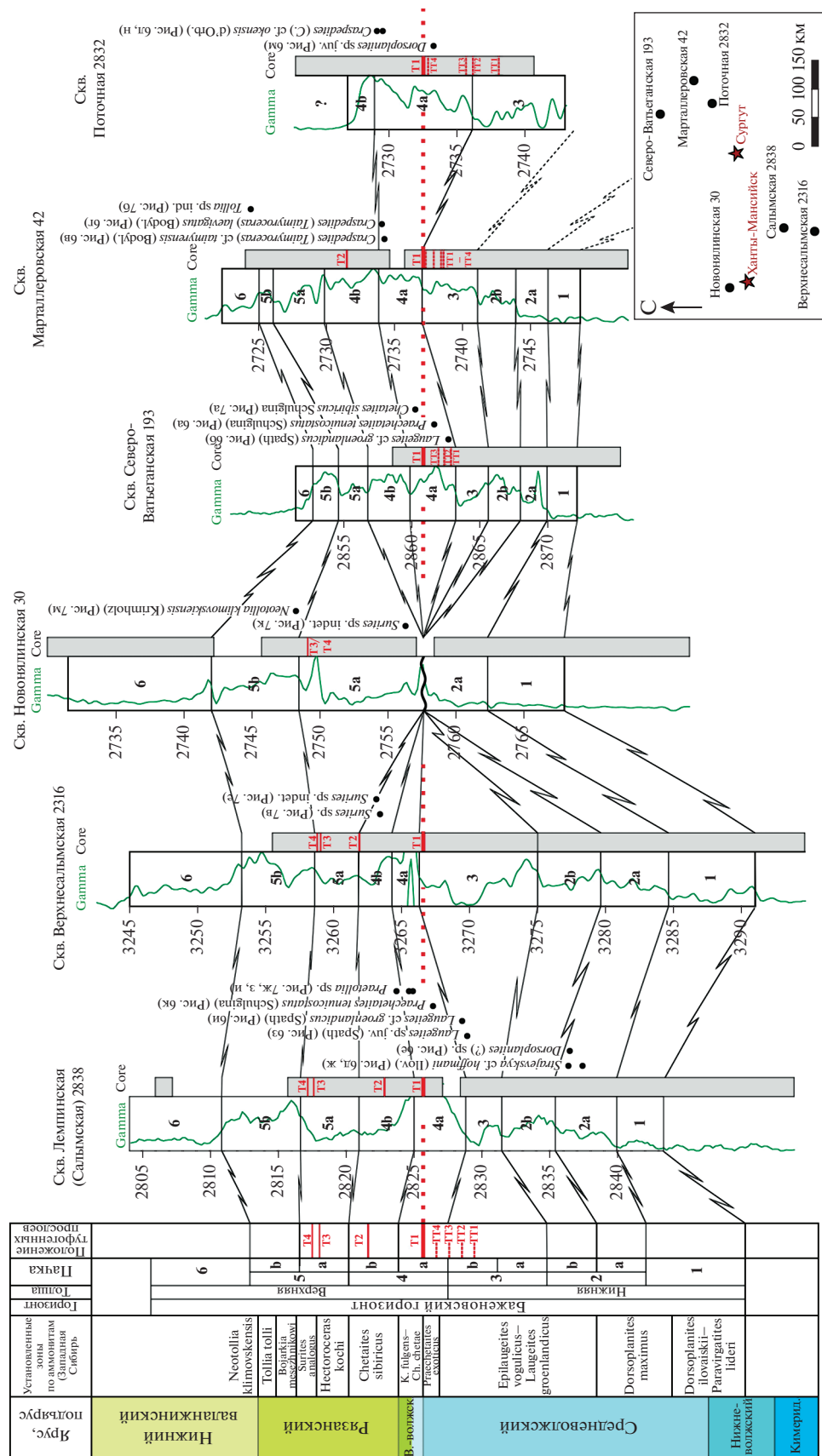


Рис. 4. Корреляция разрезов баженовского горизонта, вскрытых скважинами, и положение прослоев туфов и туффитов относительно уровней с находками аммонитов. Gamma – кривая коротажа гамма-метода (зеленая кривая); Core – интервалы присутствия керна в скважинах (серая заливка); Т1–Т4 – прослои туфов; ТТ1–ТТ4 – прослои туффитов; Кимерид. – кимеридский, В-вожжск – верхневожжский.

Возраст, млн лет	Отдел	Ярус, подъярус	Установленные зоны по аммонитам (Западная Сибирь)	Зоны по радиолариям (Виневская и др., 2020)	Баженовский горизонт				Положение туфогенных прослоев	Находки аммонитов	Наиболее характерные радиоларии	Типичные комплексы и ассоциации макрофауны
~137	Нижний мел	Нижне-валанжинский	Neotollia klimovskensis	Williriedellum	Верхняя	6	5	b	T4 T3 T2	Neotollia klimovskensis, Neotollia (?) sp.	Williriedellum salymicum salymicum	Фрагменты скелетов мелких рыб, единичные дисцииды Пара-автохтонные и аллохтонные косточки и чешуя рыб в ассоциации с <i>Onychites</i> — повсеместно: редкие аммониты, единичные <i>Inoceratus</i> sp., <i>Buchia</i> sp.
										Tollia cf. tolli, Tollia sp., Neotollia klimovskensis, Neotollia cf. sibirica, Neotollia (?) sp. и аммониты облика, соответствующего зонам Bojarkia meszhnikowi—Tollia tolli		
										Praetollia sp., <i>Surites</i> cf. <i>analogus</i>		
										Praetollia sp., <i>Borealites</i> sp., <i>Surites</i> sp., <i>Caseyceras</i> indet., <i>Surites</i> cf. <i>furcatus</i>		
140.2	В.-волжск.	K. fulgens—Ch. chetae Praechetaites exoticus	Williriedellum Bojarkia meszhnikowi Surites analogus Hectoroceras kochi Chetaites sibiricus	Williriedellum Parvicingula khabakovi Parvicingula salymicum—	4	b	a	T1 T4 T3 T2 T11	Не обнаружены <i>Praetollia maynei</i> , <i>Praetollia</i> sp., <i>Chetaites sibiricus</i> , <i>Ronkinites</i> cf. <i>rossicus</i> , <i>Borealites</i> (?) sp., <i>Surites</i> sp., <i>Craspedites</i> (<i>Taimyroceras</i>) <i>laevigatus</i> , C. (C.) cf. <i>okensis</i> , C. (J.) cf. <i>taimyrensis</i> , <i>Chetaites</i> cf. <i>chetae</i> , <i>Praechetaites exoticus</i> , <i>Praechetaites tenuicostatus</i> , <i>Laugeites</i> cf. <i>biplicatus</i> , <i>Laugeites</i> sp.	<i>Parvicingula blomei</i> , <i>P. rotunda</i> , <i>Praeparvicingula</i> aff. <i>senella</i> , <i>Praeparvicingula holdsworthii</i>	Пара-автохтонные и автохтонные <i>Buchia</i> sp.; аммониты, разрозненный ихтиодермит, <i>Onychites</i> Преимущественно автохтонные <i>Inoceratus</i> sp.: аммониты, редкий ихтиодермит, <i>Onychites</i> Аммониты, ихтиодермит, <i>Onychites</i> , пара-автохтонные <i>Buchia</i> sp. и <i>Inoceratus</i> sp. Макрофауна редка. Аллохтонный ихтиодермит и его скопления, <i>Onychites</i>	
	Верхняя юра	Средне-волжский	Epilaugeites vogulicus—Laugeites groenlandicus	Parvicingula jonesi—Parvicingula excelsa	3	b	a	b	Laugeites cf. groenlandicus, L. biplicatus Epilaugeites cf. vogulicus, Epilaugeites (?) sp., Laugeites sp. Laugeites spp.	<i>Parvicingula jonesi</i> , <i>Parvicingula excelsa</i>	Пара-автохтонный и аллохтонный ихтиодермит и его скопления, <i>Onychites</i> Пара-автохтонный и аллохтонный ихтиодермит и его скопления, <i>Onychites</i>	
	Верхняя юра	Нижне-волжский	Dorsoplanites maximus	Parvicingula antoshkinae—Parvicingula blowi	2	b	a	a	Dorsoplanites antiquus, D. sibiriacovi, D. cf. maximus, Dorsoplanites spp., Strajevskya strajevskyi, Strajevskya cf. hoffmani, Pavlovia sp.	<i>Parvicingula blowi</i> , <i>P. blowi sibirica</i> , <i>P. papulata</i> , <i>Triversus tsunoensis</i> , <i>Zhamoidellum ovum</i> .	<i>Onychites</i> , разрозненный ихтиодермит; ассоциации двусторонек родов <i>Buchia</i> + <i>Inoceratus</i> + <i>Liosirena</i> или <i>Buchia</i> + <i>Aequipecten</i> ; ростои белемнитов <i>Onychites</i> , разрозненный ихтиодермит	
148		Кимеридж.	Paravirgaites lideri	Parvicingula antoshkinae—Parvicingula blowi	1	b	a	a	Dorsoplanites antiquus, D. cf. jamesoni, Dorsoplanitinae gen. et sp. indet, Paravirgaites lideri	<i>Zhamoidellum ovum</i> , <i>Paronocella mulleri</i> , <i>Parvicingula elegans</i> , P. cf. blowi, P. papulata	Ассоциация <i>Onychites</i> , лингулярий и дисциид, <i>Chondrites</i> isp., <i>Pilichnus</i> isp. Редкий ихтиодермит	

Рис. 5. Стратиграфическая схема баженовского горизонта, положение и биостратиграфический возраст прослоев туфов и туфогенов. Т1–Т4 – прослои туфов; Т1–Т4 – прослои туфогенов; Кимеридж. – кимериджский, В-волжск. – верхне-волжский.

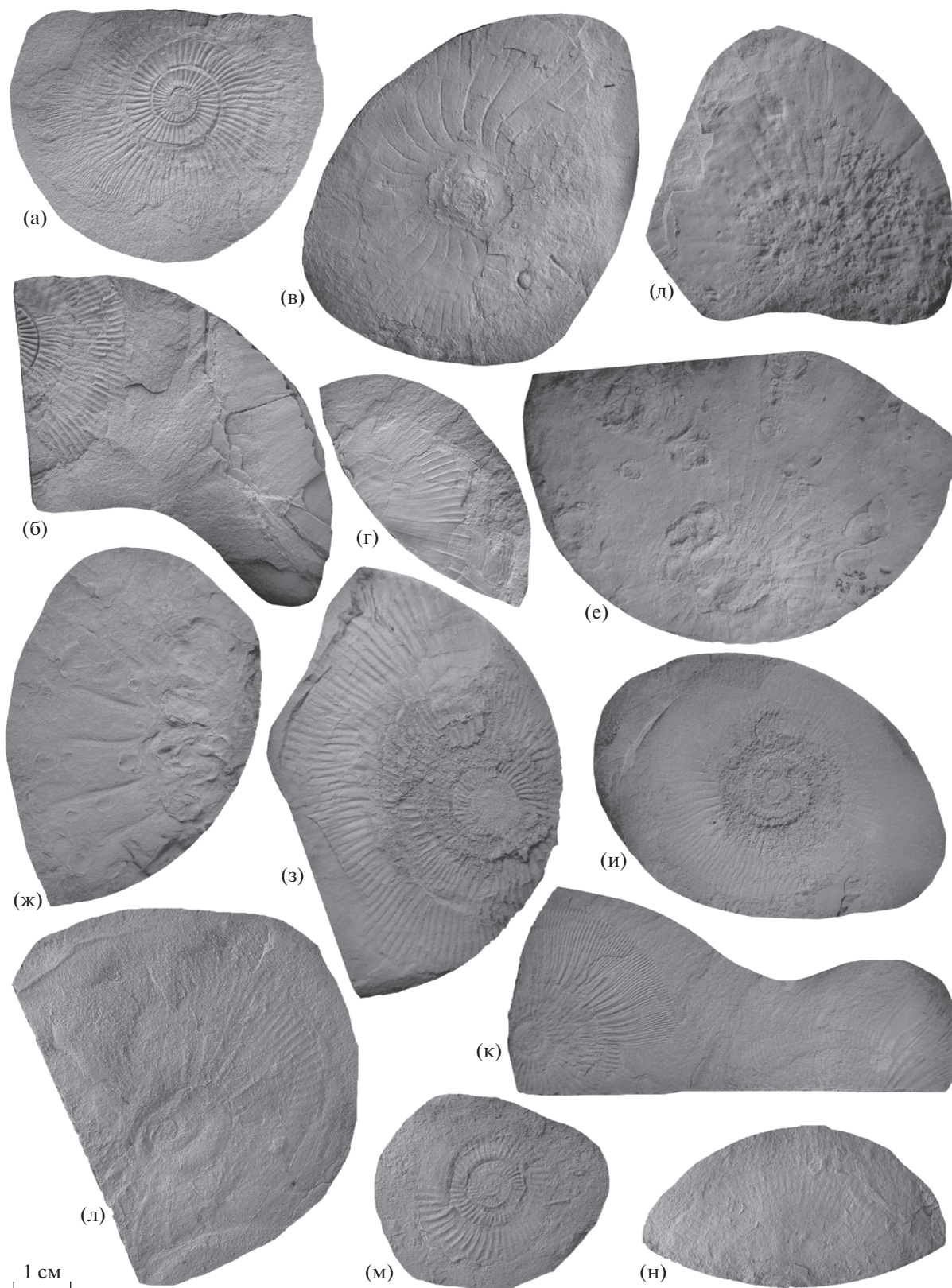


Рис. 6. Средне-верхневолжские аммониты баженовской свиты.

а, к — *Praechetaites tenuicostatus* (Schulgina), средневолжский подъярус, зона Exoticus (?): а — скв. Северо-Ватъеганская 193, гл. 2864.1 м (по ГИС 2861.7 м), пачка 4а, найден ниже туфового прослоя Т1, 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 Т1 (в 0.5 м ниже обр. 16);

б, з — *Laugeites* cf. *groenlandicus* (Spath), средневолжский подъярус, зона Groenlandicus: б — скв. Северо-Ватъеганская 193, гл. 2865.15 м (по ГИС 2862.75 м), пачка 4а, найден в подошве пачки, найден между сериями туффитов ТТ1 и ТТ2 (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 Т1 (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 Т1 и Т2;

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 Т1 и Т2;

д, ж — *Strajevskya* cf. *hoffmani* (Пов.), средневолжский подъярус, зона Strajevskiy, 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 Т1 (в 0.6 м ниже обр. 16);

л, н — *Craspedites* (C.) cf. *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 Т1, н — гл. 2727.1 м (по ГИС 2729.2 м), пачка 4а, найден выше туфового прослоя Т1;

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 каротажом.

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) встречаются аммониты *Praetollia* sp., *Borealites* sp., *Surites* sp., *Caseyceras* indet., *Surites* cf. *furcatus* зоны *Nectoroceras 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. *tollia* и *Neotollia klimovskensis*, *Neotollia* cf. *sibirica*, *Neotollia* sp., характеризующие пограничный интервал рязанского и валанжинского ярусов.

Породы, вмещающие прослой 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, прослой 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 регионарус 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-

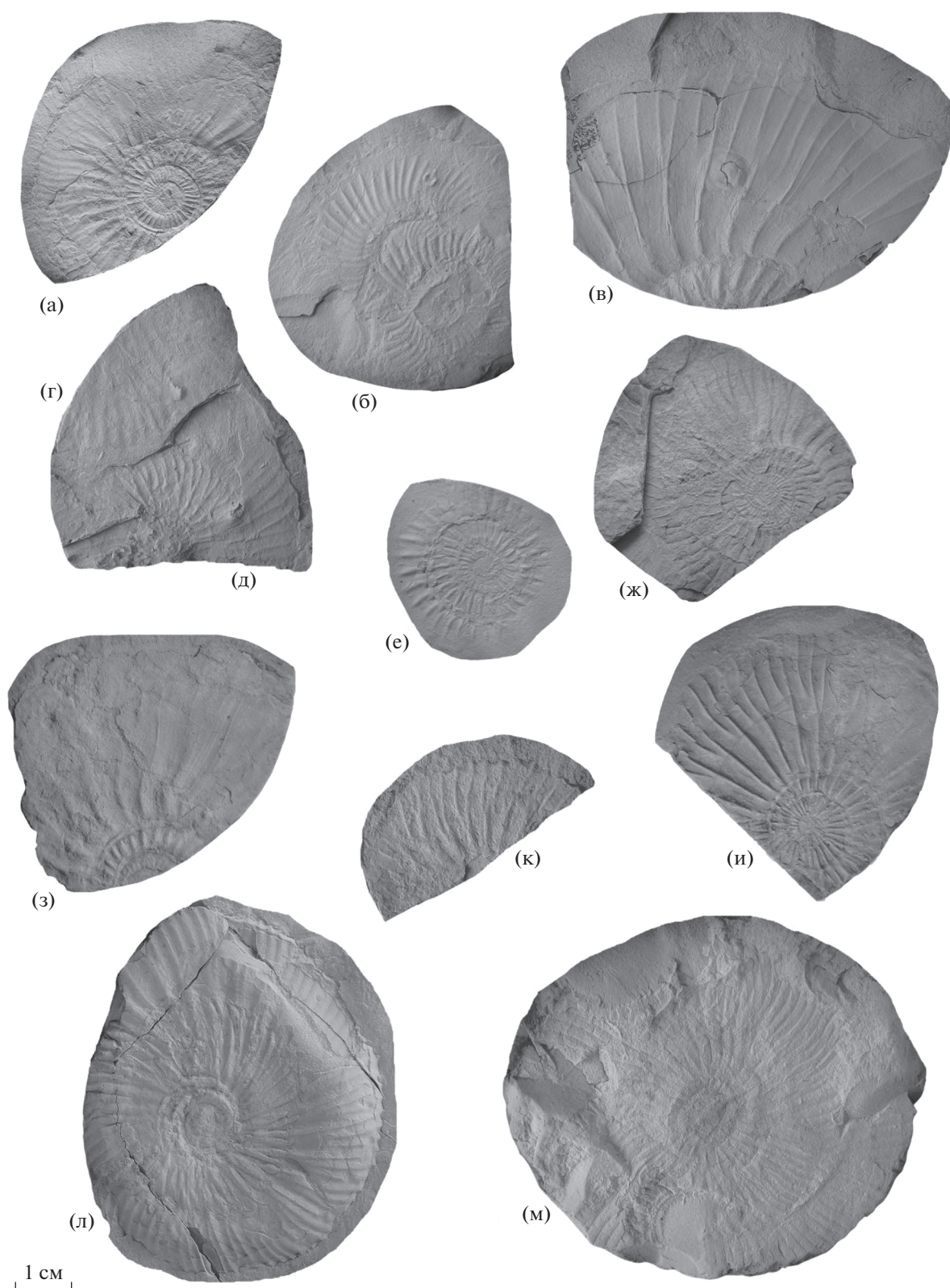


Рис. 7. Рязанские и нижневаланжинские аммониты баженовской свиты.

- а — *Chetaites sibiricus* Schulgina, рязанский ярус, зона Maunci (*Sibiricus*), скв. Северо-Ватьеганская 193, гл. 2862.7 м (по ГИС 2860.3 м), пачка 4а, найден между туфовыми прослоями Т1 и Т2 (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 4б, найден между туфовыми прослоями Т1 и Т2;
 г — *Hectoroceras* cf. *kochi* Spath., рязанский ярус, зона Kochi, скв. Верхнесалымская 45, гл. 2966.16 м, пачка 4б;
 д — *Surites* sp., рязанский ярус, зона Kochi, скв. Верхнесалымская 45, гл. 2966.16 м, пачка 4б;
 е — *Surites* sp. indet., рязанский ярус, скв. Верхнесалымская 2316, гл. 3263.14 м (по ГИС 3263.34 м), пачка 4б, найден между туфовыми прослоями Т1 и Т2;
 ж — *Praetollia* sp., рязанский ярус, скв. Лемпинская (Салымская) 2838, гл. 2823.54 м (по ГИС 2824.54 м), пачка 4б, найден между туфовыми прослоями Т1 и Т2 (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 4б, найден между туфовыми прослоями Т1 и Т2 (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 4б, найден между туфовыми прослоями Т1 и Т2 (в 1.4 м выше обр. 16);
 к — *Surites* sp. indet., рязанский ярус, скв. Новоянинская 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. Новоянинская 30, гл. 2750.55 м (по ГИС 2749.15 м), пачка 5б, 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 минералогическо-петрографические особенности туффоидов

В петрографических шлифах наблюдается выраженная контрастность состава туфогенных прослоев по отношению к вмещающей породе. Прослои обособлены четкими границами, часто имеют нормальную градиционную 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 SiO₂) 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 слоев 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-

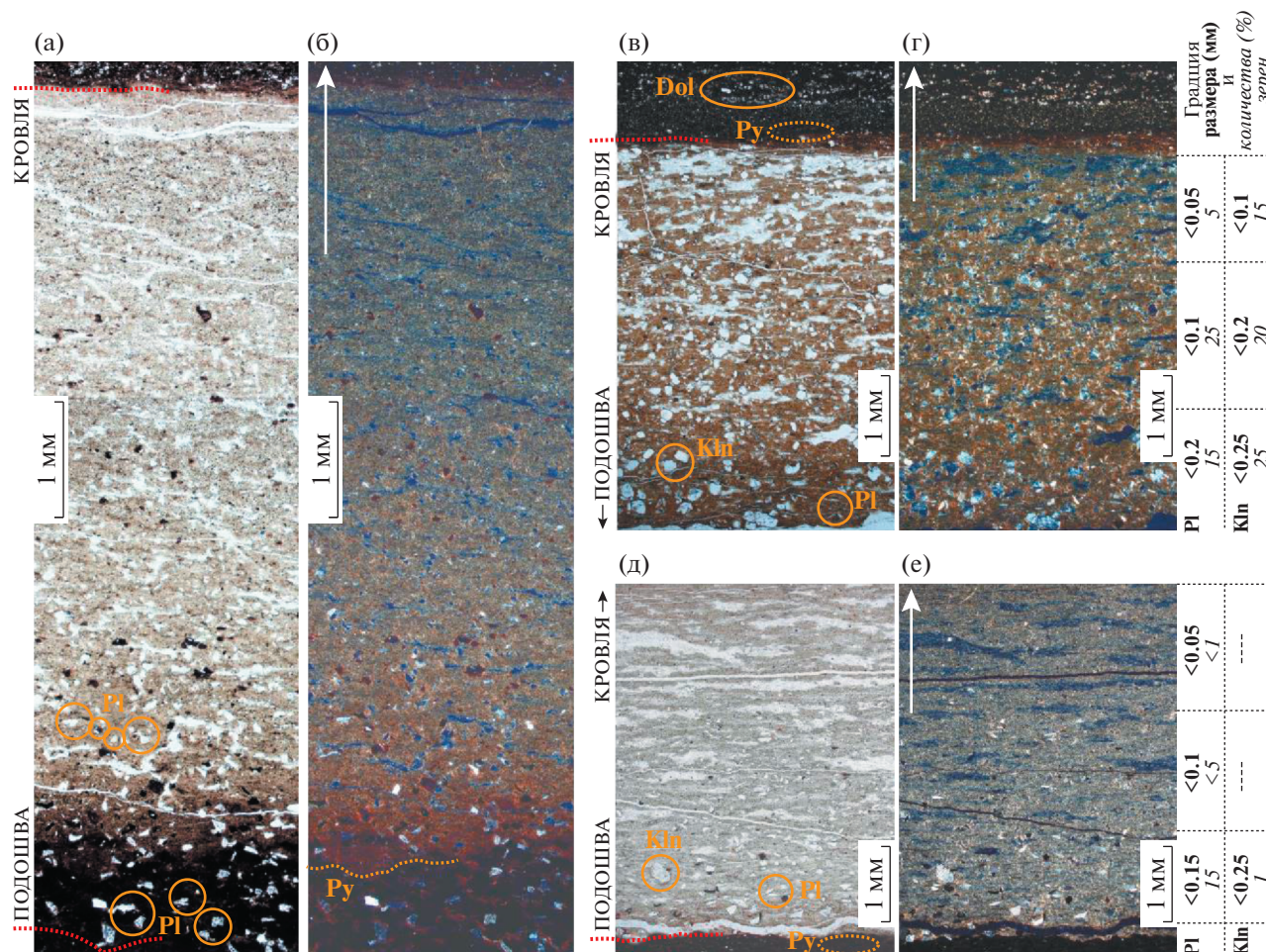


Рис. 8. Микрофотографии прослоя пеплового туфа I (T1 и T1 + tt) в петрографических шлифах.

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 плагноклаза, Kln — зерна каолинита и галлуазита, Py — 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 коричневатого-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 неоднородные интервалы развития глинистой массы тяготеют к верхним, прикровельным частям туфовых слоев, подчеркивая текстуру нормальной градиционной 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-

фрактограммах образцов глинизированных туфов (см. рис. 10), демонстрирующих преимущественно один и тот же набор минеральных фаз, среди которых заметно преобладают смешанно-слоистые слюда-сметиты.

Нами предполагается, что основная глинистая масса — это наиболее измененный продукт в туффоидах, поэтому, вероятнее всего, она развивалась по самому неустойчивому веществу — тонким обломкам вулканического стекла. Последнее, в таком случае, должны были значительно преобладать в осаждающихся пепловых тучах.

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

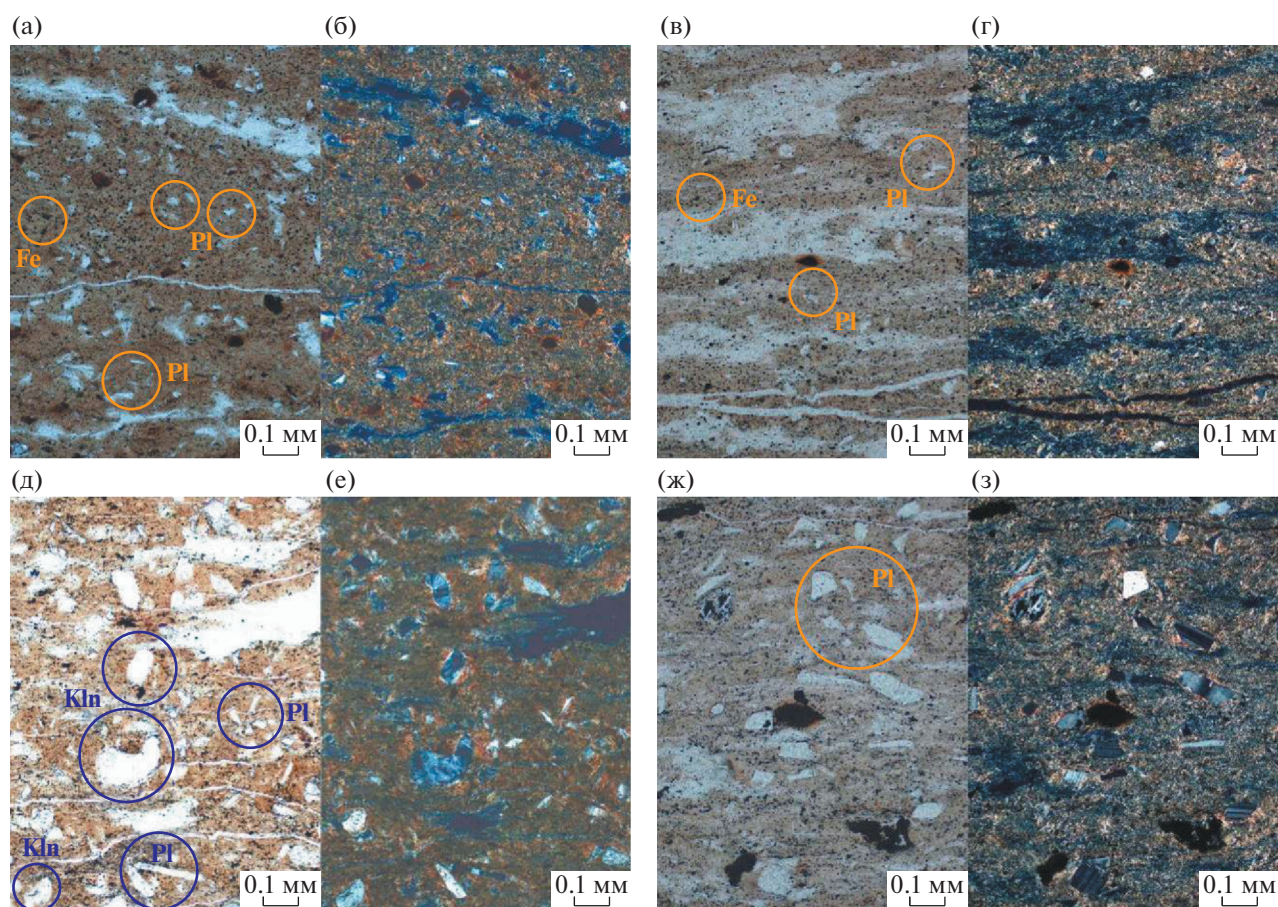


Рис. 9. Характер обломков и вмещающей массы в глинизированных туфах (петрографические шлифы).

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).

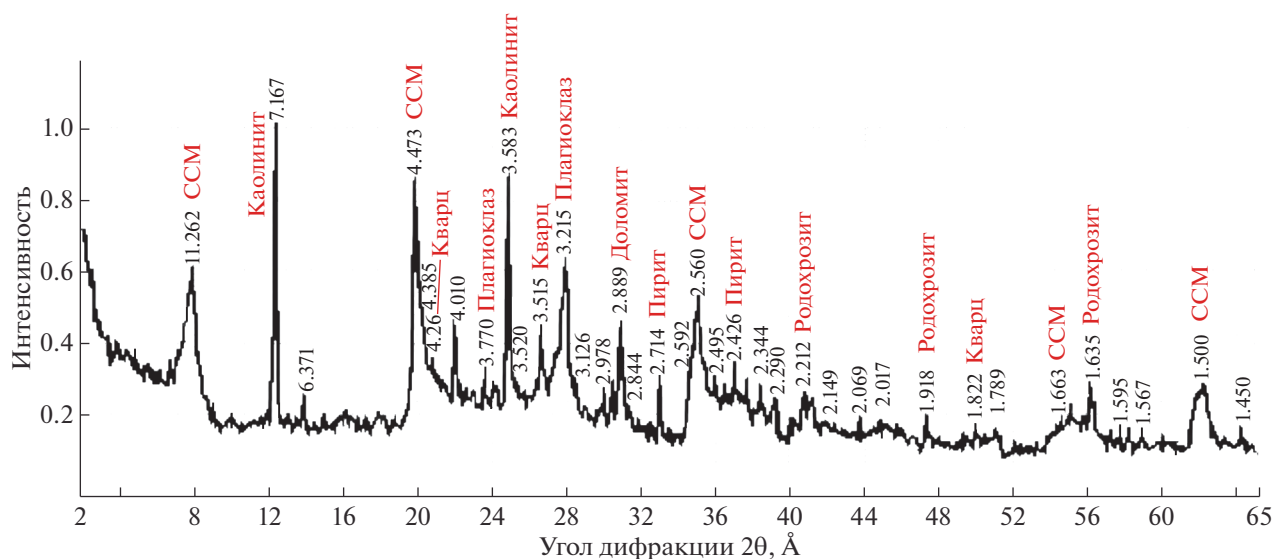


Рис. 10. Типичная дифрактограмма порошкового препарата измененного (глинизированного) пеплового туфа (обр. 13).

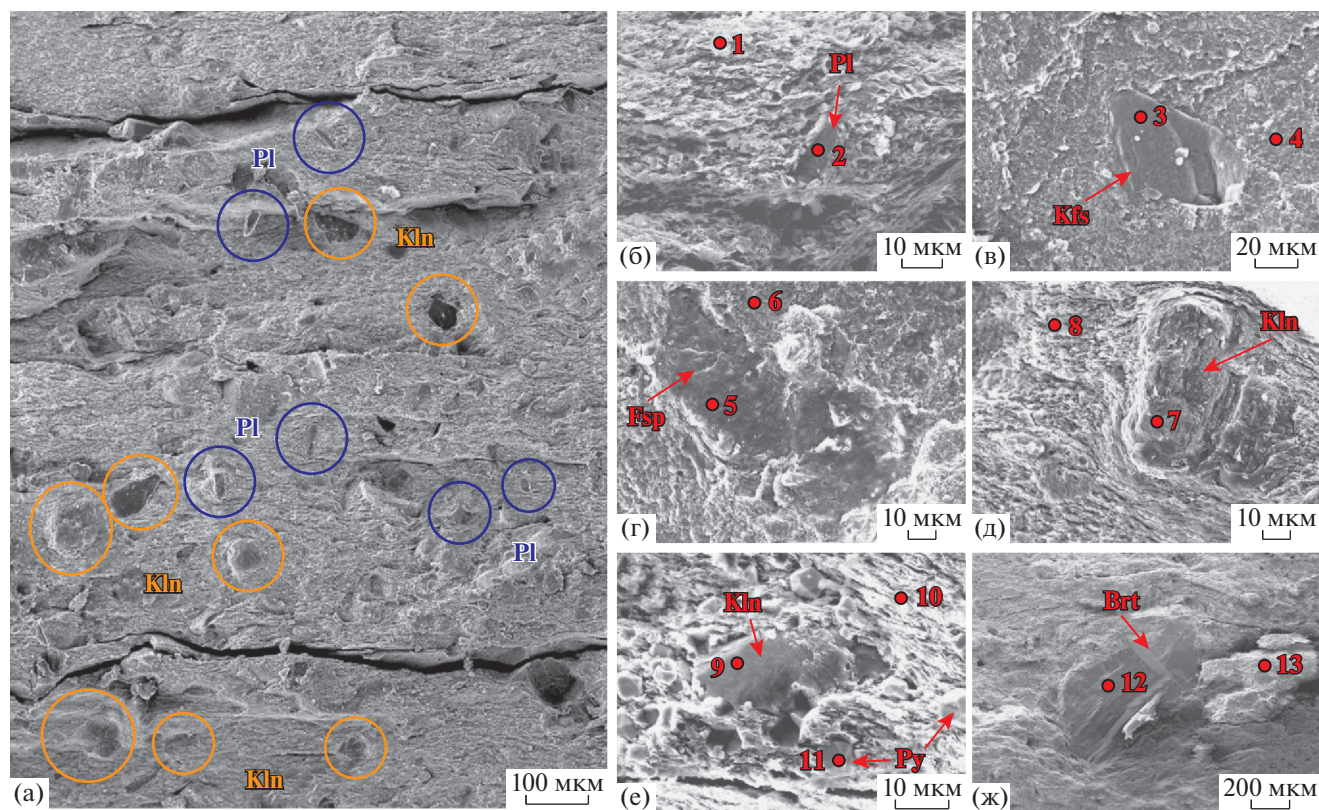


Рис. 11. Микрофотографии измененных пепловых туфов (РЭМ), с номерами точек определения элементного состава (см. табл. 1).

а — 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 туффигов это правило не всегда выдерживается. По данным электронной микроскопии и рентгеновской дифрактометрии, зерна представлены агрегатами каолинита и полевыми шпатами, в меньшей 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 каолиновым составом в действительности отвечают двум разным структурным формам (см. рис. 11д, е, табл. 1).

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

Таблица 1. Результаты определения элементного состава минеральных фаз, составляющих измененные пепловые туфы (прослой “туф 1”)

№ точки	Минералы	Элемент, мас. %								
		O	Na	Mg	Al	Si	K	S	Fe	Ba
1	Смешаннослойный слюда-сметит (основная масса)	44.44			21.14	31.0	3.42			
4	Смешаннослойный слюда-сметит (основная масса)	53.92	1.52		16.66	25.2	2.73			
6	Смешаннослойный слюда-сметит (основная масса)	49.02			18.77	29.2	2.98			
7	Смешаннослойный слюда-сметит (основная масса)	56.41			19.48	24.1				
10	Смешаннослойный слюда-сметит (основная масса)	56.29			16.48	25.2	2.02			
13	Смешаннослойный слюда-сметит (основная масса)	51.94			20.1	26.0	1.96			
2	Плагноклаз (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 приконтактной зоне)							61.51	38.49	
12	Барит (аутигенный, в матрице)	13.47						8.03		78.5

ных районах. В ряде случаев наблюдается обрас- тание 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 плагноклазов (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 плагноклаза 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 плагноклаза. В пользу этого сви-

детельствует высокая насыщенность алюминием основных плагноклазов 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. Глинизированные вулканические туфы по исходной структуре определяются как кристалло-витрокластические 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).

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

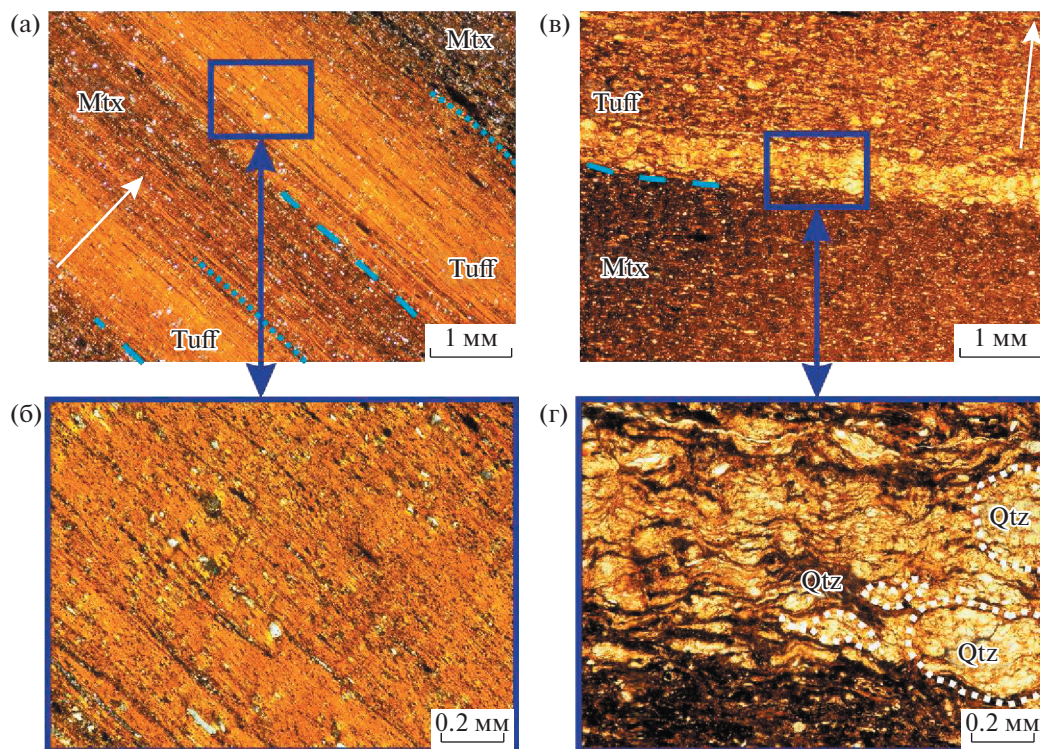


Рис. 12. Микрофотографии туффигов (петрографический шлиф): а, б — глинизированных, в, г — кремневых. а — ритмичное строение измененного глинизированного туффита: однородное вещество рыже-бурого цвета — прослойки девитрифицированной пирокластике, отдельные белые зерна — таблички плагиоклазов, хаотично расположенные в слое. Точечным пунктиром показана подошва туфогенных слоев (относительно отчетливые границы), обычным пунктиром — кровля (постепенные переходы); б — тонкая кристалловитрокластическая структура в туффите. Пунктиром показана нижняя граница слоя (выдержанная, ровная); г — глобулярная структура кремневых пирокластических компонентов. Точечным пунктиром околонулены отдельные глобулы. Tuff — туфогенная порода, Mtx — вмещающие баженовские силициты, Qtz — кремневые глобулы. 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 приконтактные (подошвенные и кровельные) зоны изменения по мощности сопоставимы с мощностями туфогенных слоев.

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 прослоев отчетливо не выражена, наблюдается постепенный переход к перекрывающим баженовским отложениям (см. рис. 8). Кристаллокласты, как правило, не ориен-

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 кис-

лые 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 глобулами 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 измененным 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 каолининовых 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 прослойки туфов 3 и 4, а также прослойки 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 слюда-сметиты. 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 приконтактных зон туфов и туффитов с баженовскими отложениями. Здесь наблюдаются зоны ожелезнения и доломитизации, маркирующие вынос железа, магния и кальция из туффоидов во вмещающие породы.

Таблица 2. Содержание породообразующих оксидов и элементов (мас. %) и некоторых редких и радиоактивных (г/т) элементов в измененных пепловых туфах, туффилах и баженовских силикатах (рентгено-флуоресцентный анализ)

№ обр.	Категория прослоев	ППП мас. %	Na ₂ O мас. %	MgO мас. %	Al ₂ O ₃ мас. %	SiO ₂ мас. %	K ₂ O мас. %	CaO мас. %	TiO ₂ мас. %	MnO мас. %	Fe _{общ} * мас. %	P ₂ O ₅ мас. %	S _{общ} * мас. %	Zr, г/т	Ba, г/т	U, г/т	Th, г/т
1	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	0.90	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
6	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
9	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	22183	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

Таблица 2. Окончание

№ обр.	Категория прослоев	ППП мас. %	Na ₂ O мас. %	MgO мас. %	Al ₂ O ₃ мас. %	SiO ₂ мас. %	K ₂ O мас. %	CaO мас. %	TiO ₂ мас. %	MnO мас. %	Fe _{общ} * мас. %	P ₂ O ₅ мас. %	S _{общ} * мас. %	Zr, г/г	Ba, г/г	U, г/г	Th, г/г
32	T2		1.49	1.06	38.90	50.52	2.82	0.22	0.23	0.01	2.05	0.11	0.32	100	14200		
33	T2	11.23	0.82	1.12	26.40	51.29	2.00	0.27	0.29	<0.005	1.54	0.04	1.69	62	11772	69	39
34	T2		0.98	1.28	32.86	49.99	2.82	0.26	0.21	<0.005	6.09	0.04	3.24	53	7753	39	16
35	T2		1.28	0.97	39.85	50.10	2.58	0.41	0.23	0.01	2.92	0.13	0.13	100	8500		
36	T2	12.64	0.76	1.27	23.56	45.94	2.39	0.16	0.27	0.031	4.91	0.03	4.73	63	8738	23	<10
37	T2	19.47	0.81	0.77	19.09	35.03	1.76	0.09	0.32	<0.005	10.47	0.03	9.18	51	6121	34	17
38	T3		1.68	1.11	39.40	48.59	2.68	3.38	0.35	0.01	1.10	0.55	0.19	200	5600		
39	T3	14.09	0.94	1.15	23.57	47.00	2.37	0.44	0.27	0.01	4.51	0.12	2.78	65	6435	10	<10
40	T3	14.99	0.92	0.93	25.21	44.93	1.78	0.67	0.34	0.009	3.42	0.17	3.36	66	9069	<10	<10
41	TT	11.28	0.98	1.87	30.34	48.00	4.84	0.17	0.19	<0.005	0.43	0.01	0.39	62	4120	<10	27
42	TT		1.90	1.55	33.21	53.16	4.28	1.27	0.32	0.03	1.25	0.25	1.33	172	3159	22	44
43	TT		0.45	0.35	4.34	88.43	0.57	0.39	0.13	0.01	2.20	0.08	1.77	48	1056	24	<10
44	TT	28.22	0.28	0.18	2.60	64.47	0.35	0.11	0.10	0.02	1.81	0.02	1.64	31	730	16	<10
45	TT	17.22	0.28	0.19	2.74	73.59	0.33	0.20	0.14	<0.005	1.88	0.11	2.61	46	1174	37	<10
46	TT	27.09	0.36	2.61	2.17	56.91	0.23	5.22	0.09	0.02	1.45	0.05	3.48	120	965	35	<5
47	TT	13.86	0.55	0.83	9.59	53.05	2.20	0.26	0.65	0.02	9.16	0.04	8.11	115	1126	19	<10
48	TT	12.82	0.21	0.22	1.50	80.10	0.25	0.22	0.07	<0.005	1.75	<0.01	1.84				
49	TT	43.98	0.36	0.58	5.81	37.90	1.04	0.57	0.17	0.01	4.13	0.04	4.96	57	966	41	<5
50	TT	18.80	0.55	0.64	5.53	66.37	0.82	0.47	0.20	0.01	3.08	0.06	3.04	116	1026	33	<5
53	TT	12.16	0.15	0.18	0.57	84.34	0.06	0.31	0.02	<0.005	0.36	<0.01	0.84				
54	Mtx	21.59	0.72	0.63	7.43	48.67	1.21	5.26	0.31	0.01	5.94	0.19	7.27	109	1593	32	8
55	Mtx	19.48	0.52	4.65	4.52	46.85	0.66	12.49	0.18	0.07	4.21	0.49	5.28	56	1351	25	8
56	Mtx	18.36	1.21	0.87	12.22	58.06	2.26	1.84	0.47	0.01	1.81	0.41	1.43	170	2944	29	10
57	Mtx	18.16	0.44	0.81	4.75	50.75	0.71	14.42	0.21	0.01	3.78	0.17	5.09	61	1689	36	8
58	Mtx	23.37	1.14	0.88	10.65	48.93	1.65	2.30	0.43	0.01	3.64	0.63	4.61	152	3084	88	8
59	Mtx	20.30	0.65	0.65	7.62	58.60	1.29	0.46	0.32	0.01	4.26	0.06	4.71	122	2446	66	8

Примечание. * — дано в безоксидной форме; T1 — туфы первого (самого нижнего), наиболее мощного прослоя (1 см); T2 — туфы второго снизу тонкого (около 2 мм) прослоя; T3 — туфы третьего снизу очень тонкого (около 1 мм) прослоя; TT — туффиты; Mtx — вмещающие баженовские силициты.

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

Номер образца		4	5	6	7	10	14	15	18	19	21	22
категория прослоев		T1	T1	T1	T1	T1	T1	T1	T1	T1	T1	T1
элементы	погрешность определения, мкг/г	концентрация, 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
Ho	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
Tm	0.008	0.15	0.14	0.067	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	1.47	1.47	0.43	0.65	0.64	2.60
Lu	0.008	0.15	0.15	0.085	0.067	0.13	0.21	0.23	0.087	0.097	0.10	0.35
Hf	0.04	3.1	5.3	6.8	5.9	4.4	5.1	5.4	4.3	5.1	4.3	7.2
Ta	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	0.03	24.1	79.4	140	0.80	1.0	21.3	1.3	0.86	1.1	0.42	2.0
Pb	0.1	42.5	98.8	98.4	38.2	34.9	31.1	65.5	57.1	64.2	22.1	19.3
Bi	0.01	1.5	1.9	1.9	2.0	1.8	1.8	1.7	2.0	1.6	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. Продолжение

№ обр.	23	24	25	26	27	28	29	31	37	39	40	41
категория	T1	T1 + tt	T1 + tt	T1 + tt	T1 + tt	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
Mo	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
Ho	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
Ta	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

Таблица 3. Продолжение

№ обр.	44	45	46	48	49	50	51	52	53	54	55	56
категория	ТТ	ТТ	ТТ	ТТ	ТТ	ТТ	ТТ	ТТ	ТТ	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
Co	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	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	0.86	0.60
Gd	0.79	1.3	1.7	0.60	2.7	3.5	5.6	1.1	0.13	5.0	3.8	2.8
Tb	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	0.85	1.4	1.7	0.71	2.5	3.1	5.8	1.1	0.28	4.5	3.9	2.5
Ho	0.15	0.30	0.33	0.13	0.49	0.62	1.2	0.22	0.027	0.95	0.84	0.49
Er	0.47	1.0	1.1	0.38	1.6	2.0	3.7	0.65	0.10	2.8	2.6	1.5
Tm	0.061	0.15	0.15	0.047	0.21	0.26	0.49	0.082	0.013	0.43	0.42	0.20
Yb	0.46	1.17	1.07	0.36	1.56	1.86	3.31	0.60	0.13	3.15	3.15	1.49
Lu	0.075	0.17	0.15	0.052	0.24	0.28	0.51	0.081	0.022	0.52	0.48	0.22
Hf	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	<ПО	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	Стандарт 1 (Granodiorite, Silver Plume, Colorado, GSP-2)		Стандарт 2 (Щелочной агпаитовый гранит СГ-3 (ГСО3333-85))		
категория	Mtx	Mtx	Mtx	результат		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
Mo	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*
Ho	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*
Tl	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 Mn^{2+} [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 туффо-генных 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 основную объем баженовской свиты, содержание $C_{орг}$ 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%. PPP 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. %): SiO_2 (44.4–60.7), TiO_2 (0.2–0.5), Al_2O_3 (23.7–40.3), MgO (0.7–2.9), CaO (0.1–4.1), Na_2O (0.2–1.9), K_2O (1.6–5.5). Колебания химического состава вторично окварцованных туффитов более значительные (мас. %): SiO_2 (53.6–93.0), TiO_2 (0.1–0.3), Al_2O_3 (1.7–34.4), MgO (0.3–3.6), CaO (0.2–7.2), Na_2O (0.2–1.9), K_2O (0.3–5.5) (см. табл. 2).

Высокая степень преобразованности исходного пирокластического вещества вплоть до неузнаваемости основной массы, изменение значитель-

ного количества кристаллокластов, обеднение состава целой группой элементов (Mg, Ca, Fe) и избыток PPP 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 керн 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 (SiO_2 — до 90 мас. %); кальцита моллюсков и кокколитофорид (CaO — 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. %): SiO_2 (3–88, среднее 60, медианное 66), TiO_2 (0.03–0.7, среднее 0.4, медианное 0.4), Al_2O_3 (0.4–22.7, среднее 8.2, медианное 8), MgO (0.3–27.8, среднее 1.88, медианное 0.9), CaO (0.2–87.2, среднее 14.2, медианное 4.0), Na_2O (0.1–1.78, среднее 0.85, медианное 0.84), K_2O (0.08–3.34, среднее 1.32, медианное 1.28), P_2O_5 (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 P_2O_5 [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-

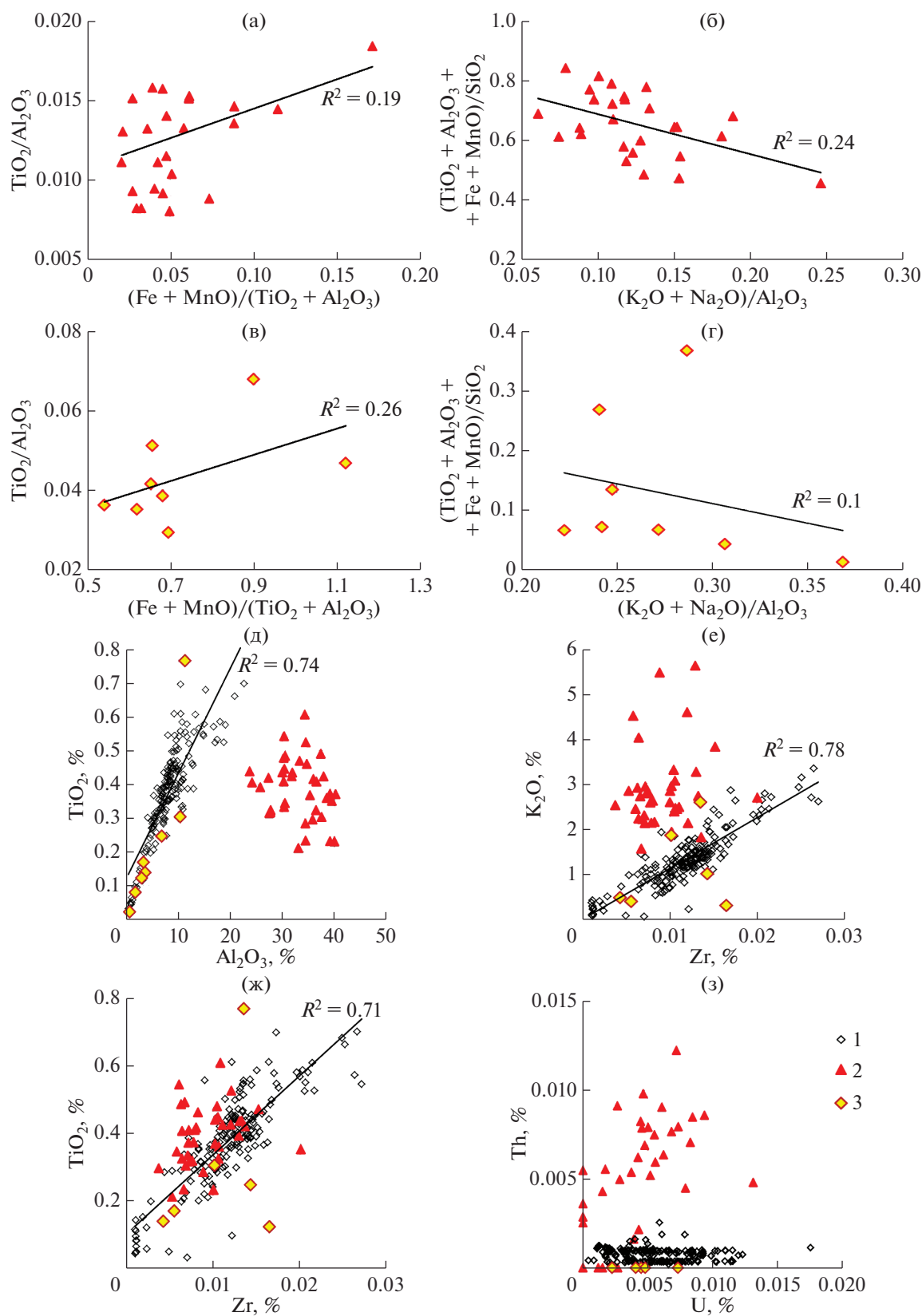


Рис. 13. Диаграммы для ряда индикаторных элементов и литохимических модулей в туффоидях и вмещающих породах.

1 — вмещающие силициты; 2 — туфы; 3 — туффиты; R^2 — коэффициент детерминации.

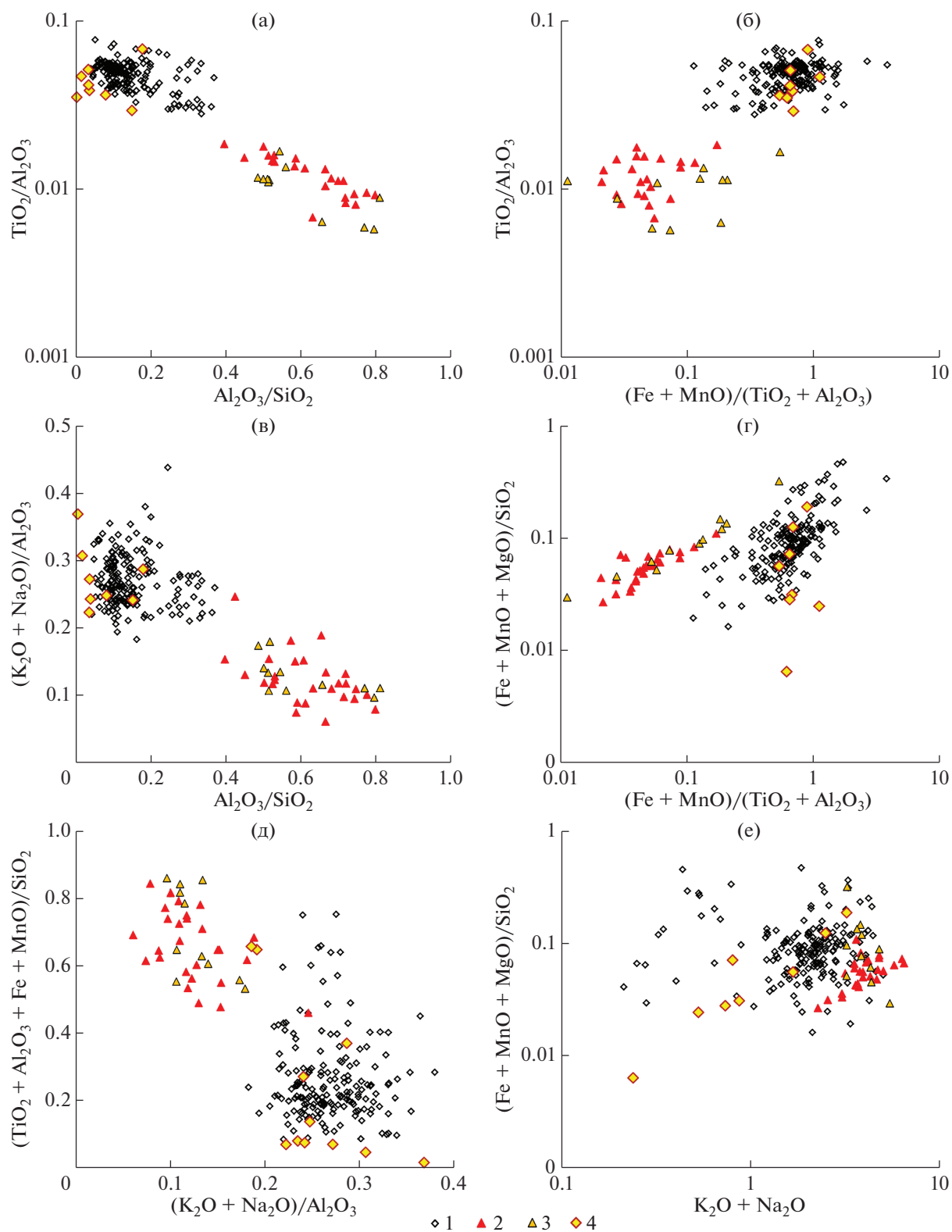


Рис. 14. Модульные литохимические диаграммы для туффоидов и вмещающих пород. 1 – вмещающие силициты; 2 – туф 1 (T1 + T1 + tt); 3 – туфы 2 и 3 (T2 + T3); 4 – туффиты.

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

Туфовые прослои контрастно выделяются по составу среди вмещающих силицитов существенно пониженным содержанием SiO_2 (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. 13з), что указывает на дополнительный источник последнего.

Для составов туфов и туффоидов характерна слабая положительная корреляция титанистости $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (титановый модуль, ТМ), железистости $(\text{Fe} + \text{MnO})/\text{TiO}_2$ (Модуль Страхова, ЖМТ) и $(\text{Fe} + \text{MnO})/(\text{TiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3)$ (железный модуль, ЖМ) [Страхов, 1976; Юдович, Кетрис, 2000, 2011], а также негативная связь нормированной щелочности $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$ (НКМ) с гидролизатным модулем $(\text{TiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe} + \text{MnO})/(\text{SiO}_2)$ (ГМ) (см. рис. 13а–г), что указывает на вероятное присутствие вулканогенного материала в обсуждаемых прослоях [Маслов, 2005; Юдович, Кетрис, 2011].

Для баженовских пород, вмещающих 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 $\text{TiO}_2\text{--Al}_2\text{O}_3$ и $\text{TiO}_2\text{--Zr}$ (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 TiO_2 и Zr во всех туффоидеях 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 туффоидов 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 окремненных туффоидов на графиках показывает, что интенсивные вторичные преобразования туфов могут приводить к полной неузнаваемости пирокластических образований на фоне вмещающих пород (см. рис. 14б–г).

Тем не менее пирокластическое происхождение относительно слабо измененных прослоев туффоидов подтверждается резко отличными параметрами Ti/Al , Fe/Al , $(\text{Fe} + \text{MnO})/(\text{TiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3)$, $(\text{Fe} + \text{MnO} + \text{MgO})/(\text{TiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3)$, $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$, $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$ (см. рис. 14) и соотношений других элементов по сравнению с вмещающими баженовскими силицитами. В пользу пирокластической природы изученных прослоев также свидетельствуют контрастно пониженная титанистость (ТМ) и повышенная щелочность $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ (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 $\text{SiO}_2\text{--}(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ (рис. 15а) классификации вулканических пород (TAS-диа-

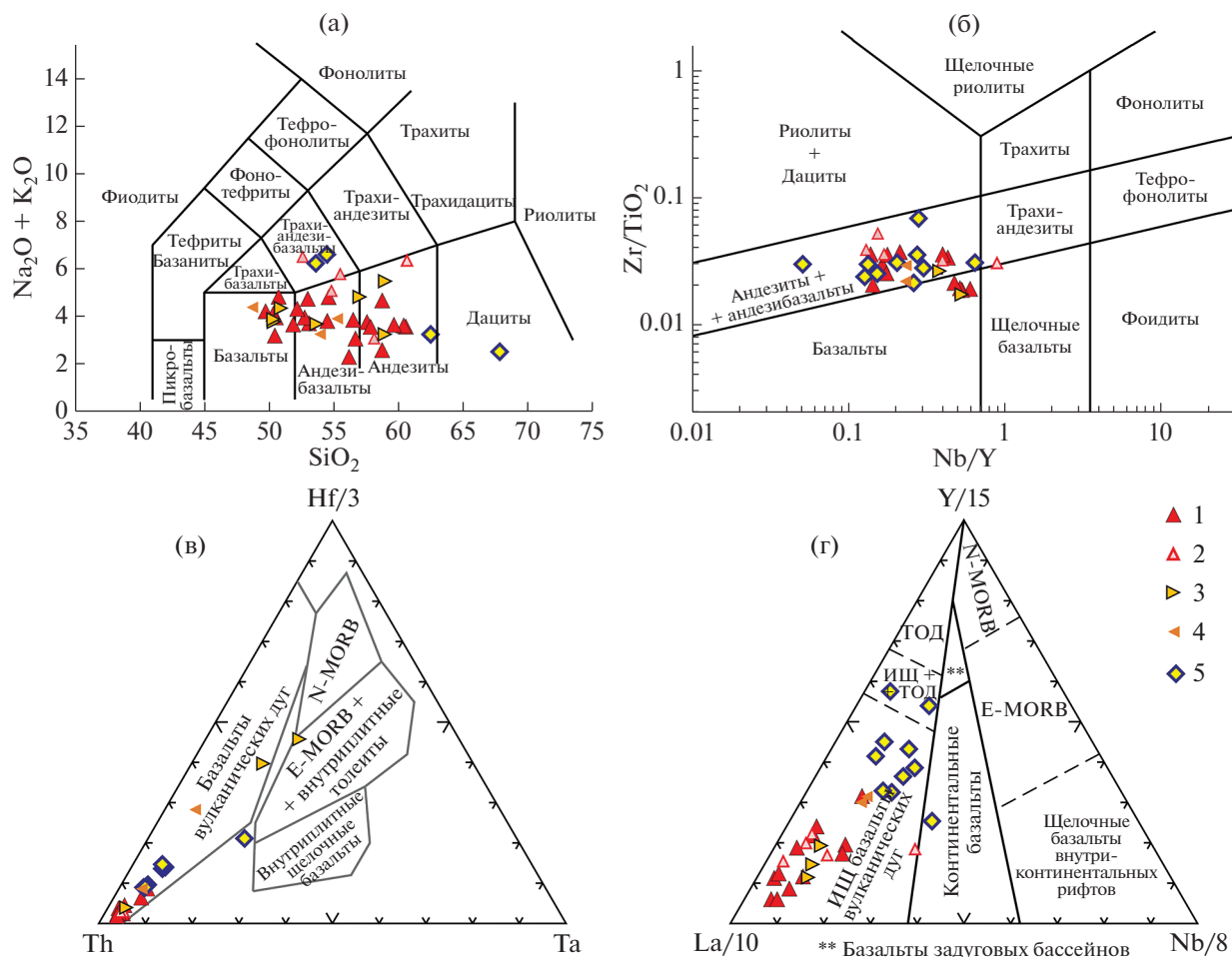


Рис. 15. Классификационные диаграммы и положение составов туфов и туффитов: а – $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ – SiO_2 [LeBas et al., 1986]; б – Zr/Ti – Nb/Y ; в, г – диаграммы для определения геодинамической обстановки формирования базальтоидов (в – Th – $\text{Hf}/3$ – Ta [Wood, 1980], г – $\text{La}/10$ – $\text{Y}/15$ – $\text{Nb}/8$ [Cabaniš, Lecomte, 1989]). 1 – составы туфа 1 (Т1); 2 – составы туфа 1, но встреченного выше туффитов (Т1 + tt); 3 – составы туфа 2 (Т2); 4 – составы туфа 3 (Т3); 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 высокочarged элементов (Zr , Hf и Y , Ta , Nb , Ti) [Скляр 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 TAS-диаграмме, соответствуют в основном андезиба-

зальтам и андезитам и в меньшей степени – базальтам.

В туфах, туффитах и вмещающих баженевских силицитах вариации суммарного содержания редкоземельных (РЗЭ) элементов различаются: 44–333, 4–92 и 60–228 г/т соответственно. Хондрит-нормированные спектры распределения РЗЭ [Скляр 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 ($\text{La}_N/\text{Yb}_N = 5.9$ –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-

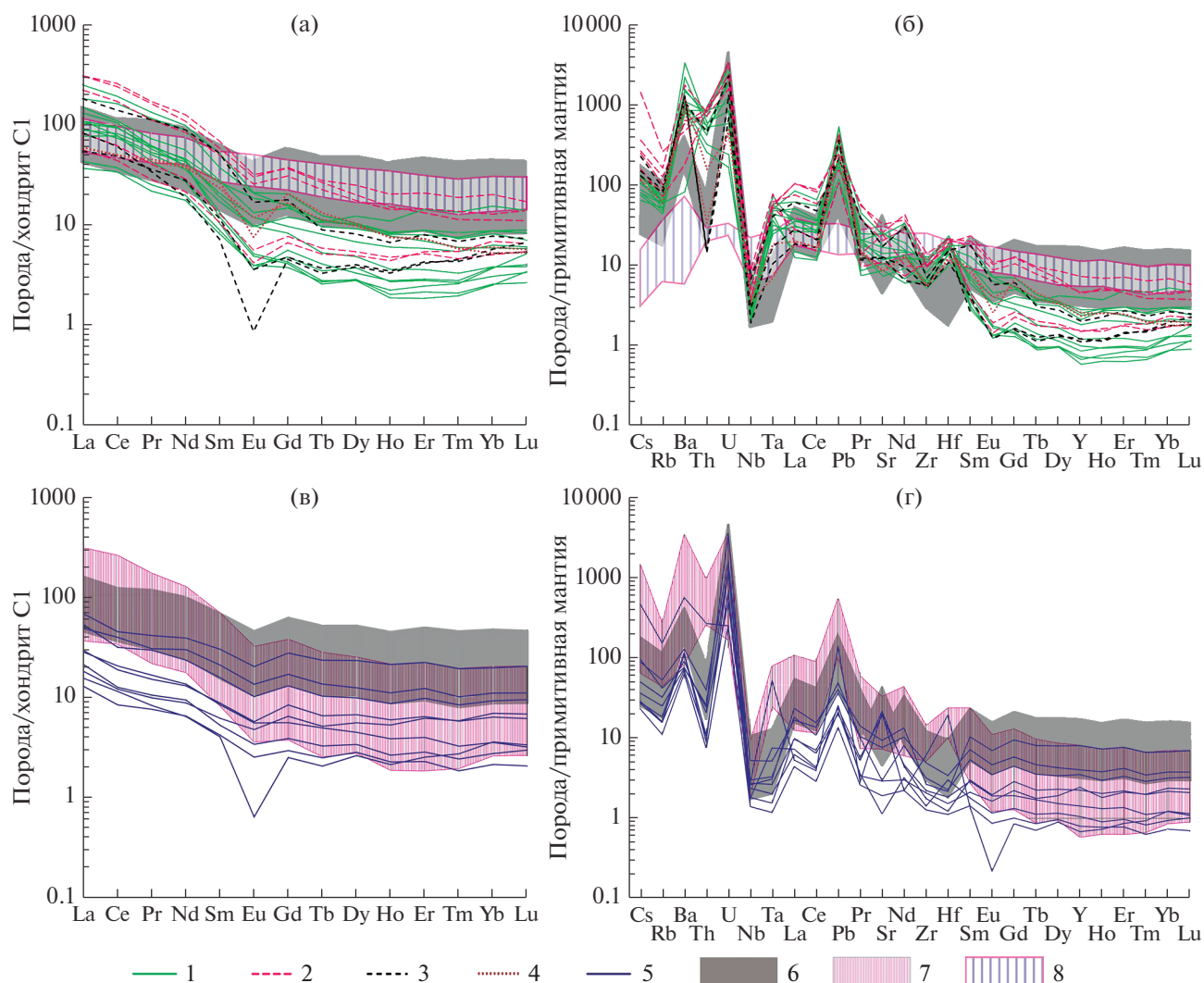


Рис. 16. Спектры распределения редкоземельных элементов (а, б), нормированных на хондрит, и редких элементов (в, г), нормированных на состав примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989] в туфах, туффитах и во вмещающих биогенных силицитах.

1 — составы туфа 1 (Т1); 2 — составы туфа 1, но встреченного выше туффитов (Т1 + tt); 3 — составы туфа 2 (Т2); 4 — составы туфа 3 (Т3); 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].

стабилизационной 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 высокочargedных. 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. 16б, 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 высокочargedных (Nb, Ta, Zr, Hf) элементов, с отчетливым Ta–Nb- и менее отчетливым Zr–Hf-минимумами.

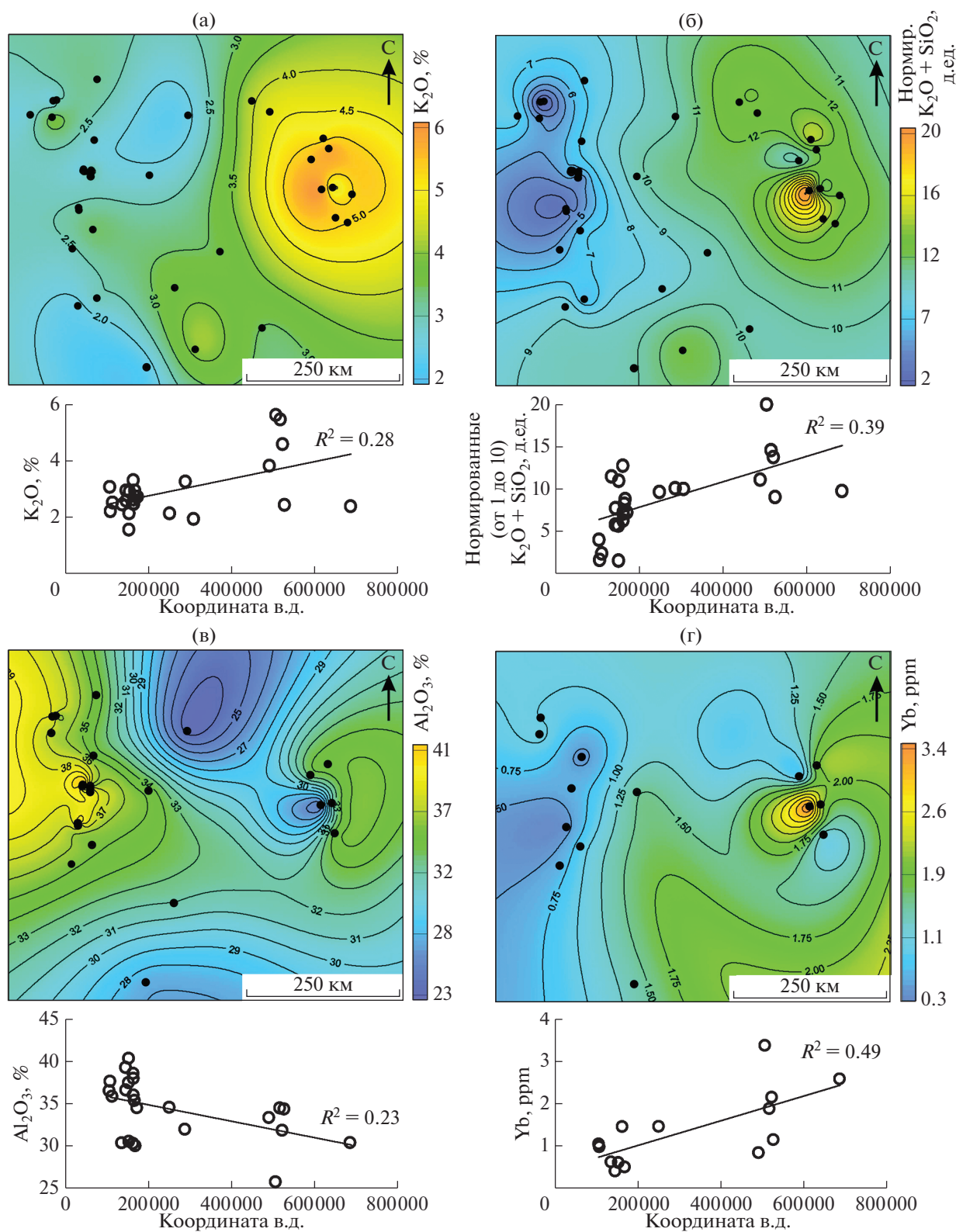


Рис. 17. Площадная изменчивость туфа 1 по составу: а – распределение содержания K_2O , б – $K_2O + SiO_2$ (сумма значений, нормированных в долях от 1 до 10), в – Al_2O_3 , г – Yb. R^2 – коэффициент детерминации.

На диаграммах La/10–Y/15–Nb/8 [Cabanis, Lecomte, 1989] и Th–Hf/3–Ta [Wood, 1980] (см. рис. 15в, г), используемых для определения геодинамических обстановок базальтоидов, локализация точек составов туффоидов происходит в поле надсубдукционных пород известково-щелочной серии. Низкое содержание TiO_2 (0.2–0.5 мас. %); обогащение крупноионными литофильными элементами относительно высоkozарядных 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 вулканистов [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 , SiO_2 , 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 Al_2O_3 , 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 вод-

ной средах первыми осаждаются наиболее тяжелые и мафические компоненты. Дальнейшее фракционирование вещества приводит к концентрированию K_2O и SiO_2 , 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 осадки 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-

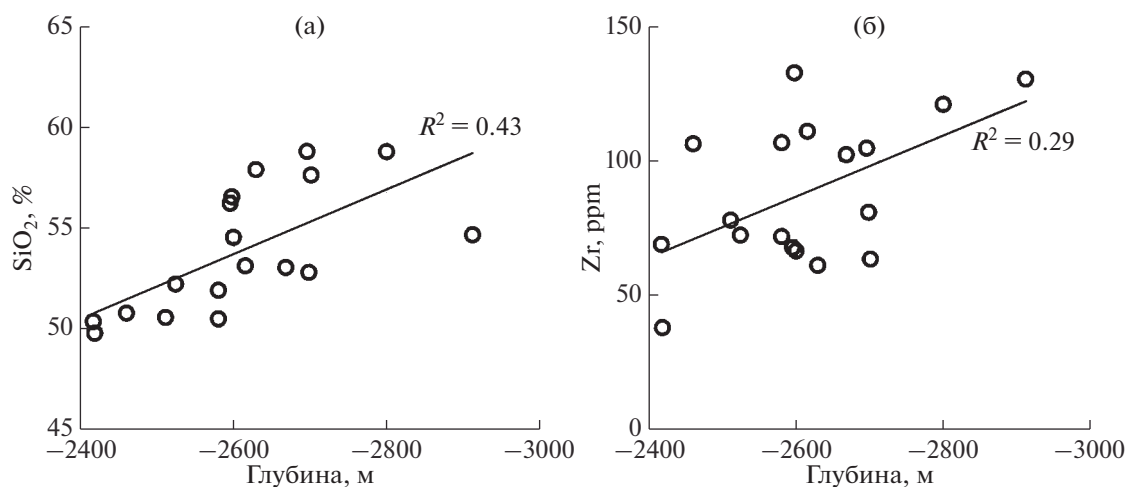


Рис. 18. Диаграммы зависимостей содержания химически устойчивых компонентов (а – SiO₂, б – Zr) от структурного положения туфа 1.
 R^2 – коэффициент детерминации.

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 средневожского—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-Анжуйская зона, или раннемеловой Южно-анжуйско-Святоносский вулканический пояс, расположенный в 3500–4000 км (здесь и далее — в современных координатах от центра изученной территории) к северо-востоку от территории исследований.

Вдоль южной границы Южно-Анжуйского океанического бассейна располагалась островодужная система, в пределах которой в поздней юре—начале мела формировались вулканы основного, среднего и кислого составов; характерна известково-щелочная серия вулкаников [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 надсубдукционного андезитового и андезибазальтового вулканизма [Юра Кавказа, 1992], активная фаза которого пришлась на байосбат. Состав вулкаников 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 вулканиками 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 юрско-нижнемеловых отложениях Западной Сибири, в том числе упоминаются туфопесчаники в баженовской свите, с “копьевидными, оскольчатыми и идиоморфными зернами полевых шпатов и кварца, без следов окатанности”.

В работе [Ван и др., 2011] предполагается подводная эксгальтационная 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 градиационной 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 обна-

ружения 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 разновозрастных 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, градиационная 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, алевроитовой 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 пирокластиков (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 слоев пи-

рокластического 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 Ta 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 мощной 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-Ануйская 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-Ануйской 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 верхнеюрско-нижнемеловых андезибазальтов.

Прослои туфов и отчасти туффитов могут использоваться как изохронные и маркирующие уровни при детальном расчленении разрезов баженовского горизонта и их региональной корре-

ляции, 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, поставивших вулканогенный материал в баженовский палеобассейн.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На огромной площади распространения баженовского горизонта Западной Сибири установлены маркирующие горизонты пепловых кристаллолитрокластических 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 научно-практическая 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 баженовско-абалакского комплекса в пределах Краснотуркменского 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 мезозойско-кайнозойского осадочного чехла Западно-Сибирской плиты // Магматизм, литология и вопросы рудоносности Сибири / Ред. В.Г. Корель // Труды Всесоюз. 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 дизъюнктивных дислокаций (латеральных флюидопоров) 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 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст магматических пород архипелага Земля Франца-Иосифа // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики // Материалы ХLI 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 ХLIТ 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 сыльвицкой серии верхнего венда (Кваркушко-Каменогорский мегантиклинорий, Средний Урал) // Литосфера. 2006. № 3. С. 45–70.
- Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Казанский А.Ю. Тектоническая эволюция Сибирского палеоконти-

- нента 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 керн 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 газовых месторождений. 2017. № 1. С. 38–44.
- Панченко И.В., Балушкина Н.С., Барaboшкин 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 керн 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 неогена. 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 // Геология 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. С. 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., Гладкоуб 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 минерогенез 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. Подсоевой. 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., Lecomte M.* Le diagramme La/10–Y/15–Nb/8: Un outil pour la discrimination des series volcaniques et la mise 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 400 000 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.