

УДК 551.761.1: 549.673.1

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ БОГДИНСКОЙ СВИТЫ (НИЖНИЙ ТРИАС, ПРИКАСПИЙСКАЯ СИНЕКЛИЗА)

Антон Васильевич Ульяхин^{1✉}, Игорь Витальевич Новиков²,
Алексей Викторович Иванов³, Руслан Рустемович Габдуллин⁴

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова; Палеонтологический институт имени А.А. Борисяка РАН, Москва, Россия; ulyakhin@paleo.ru ✉

² Палеонтологический институт имени А.А. Борисяка РАН, Москва, Россия; Казанский федеральный университет, Казань, Россия; inovik@paleo.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова; Институт географии РАН, Москва, Россия; Тамбовский государственный технический университет, Тамбов, Россия; yashkovia@mail.ru

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; mosgorsun@rambler.ru

Аннотация. Предложена седиментационная модель формирования карбонатной пачки богдинской свиты (нижний триас) местонахождения тетрапод Большое Богдо II. В ходе литолого-фациального, дифрактометрического, кристаллографического анализов, а также изучения шлифов установлен генезис микрокристаллов анальцима, полученных из костеносного известняка с остатками темноспондильной амфибии *Inflectosaurus* sp. в рассматриваемой свите, что связано с возможным преобразованием пирокластического материала Сибирской трапповой провинции.

Ключевые слова: нижний триас, местонахождение Большое Богдо, богдинская свита, Восточная Европа, анальцим, цеолиты, пирокластическая, Сибирская трапповая провинция, палеогеография

Для цитирования: Ульяхин А.В., Новиков И.В., Иванов А.В., Габдуллин Р.Р. Палеогеографические условия формирования богдинской свиты (нижний триас, Прикаспийская синеклиза) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2022. № 5. С. 78–89.

PALEO GEOGRAPHIC CONDITIONS FOR THE FORMATION OF THE BOGDINSKY FORMATION (LOWER TRIASSIC, CASPIAN SYNECLISE)

Anton V. Uliakhin^{1✉}, Igor V. Novikov², Aleksey V. Ivanov³, Ruslan R. Gabdullin⁴

¹ Lomonosov Moscow State University; Paleontological Institute RAS, Moscow, Russia; ulyakhin@paleo.ru ✉

² Paleontological Institute RAS, Moscow, Russia; Kazan Federal University, Kazan, Russia; inovik@paleo.ru

³ Lomonosov Moscow State University, Institute of Geography RAS, Moscow, Russia; Tambov State Technical University, Tambov, Russia; yashkovia@mail.ru

⁴ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; mosgorsun@rambler.ru

Abstract. A sedimentation model of the formation of the carbonate bundle of the Bogdinsky formation (Lower Triassic) of the location of the tetrapod Bolshoe Bogdo II is proposed. The genesis of microcrystals of analcime obtained from bone-bearing limestone with the remains of the temnospondyl amphibian *Inflectosaurus* sp was established during lithological-facies, diffractometric, crystallographic analyses, as well as the study of the grinds. The formation under consideration is associated with the possible transformation of the pyroclastic material of the Siberian trap province.

Key words: Lower Triassic, Bolshoye Bogdo locality, Bogdo Formation, Eastern Europe, analcime, zeolites, pyroclastics, Siberian trap province, paleogeography

For citation: Uliakhin A.V., Novikov I.V., Ivanov A.V., Gabdullin R.R. Paleogeographic conditions for the formation of the Bogdinsky formation (Lower Triassic, Caspian syncline). *Moscow University Geol. Bull.* 2022; 5: 78–89. (In Russ.).

Введение. Гора Большое Богдо (Астраханская область, Ахтубинский район) — уникальный геологический объект, с которым связана история геологического и палеонтологического изучения триасовых отложений России. Именно на основании разреза этой горы в первой половине XIX в. было доказано присутствие отложений достоверно триасового возраста в европейской части России [Стародубцева, Новиков, 2018].

Разрез горы Большое Богдо относится к нижнему триасу, в составе которого здесь в настоящее время [Кухтинов и др., 2016] выделяют следующие

стратиграфические подразделения (снизу вверх): конгломерато-песчаниковая бутринская свита (мощность до 40 м), красноцветная глинисто-алевролитовая ахтубинская свита (до 55 м) и песчано-известняково-глинистая богдинская свита (до 59 м). Индский возраст самой нижней бутринской свиты основан на находках остатков харовых водорослей. Ахтубинская и богдинская свиты содержат богатый комплекс органических остатков (харофиты, листовая флора, остракоды, конхостраки, фораминиферы, брахиоподы, двустворки, гастроподы, аммониты, рыбы, темноспондильные амфибии), который ука-

зывает на оленекский возраст вмещающих отложений, причем присутствие в прибрежно-морской (лагунной) по генезису богдинской свите аммонитов позволяет сопоставить эту часть разреза с низами верхнеоленекского подъяруса. Ориктоценоз богдинской свиты, помимо аммонитов, включает и остатки представителей континентальной биоты наземных позвоночных — темноспондильных амфибий. Эта важная особенность разреза горы Большое Богдо позволяет уверенно проводить корреляцию широко развитого на территории европейской части России континентального триаса (при расчленении которого ведущую роль играют как раз остатки темноспондильных амфибий) с глобальной стратиграфической шкалой, построенной по аммонитам.

Первые сведения о стратиграфии и седиментологии горы Большое Богдо были опубликованы в конце XVIII в. акад. С.Г. Гмелиным и П.С. Палласом — руководителями больших академических экспедиций, организованных Императорской академией наук и художеств по инициативе Екатерины II [Гмелин, 1777; Паллас, 1788]. Позднее разрез горы изучали А.А. Кейзерлинг (в составе экспедиции под руководством английского геолога Р.И. Мурчисона) и И.Б. Ауэрбах, опубликовавшие первое и наиболее детальное описание фауны и литологии пород, слагающих гору [Мурчисон и др., 1849; Ауэрбах, 1871]. Современный этап геологического и палеонтологического изучения горы Большое Богдо связан с именами Б.П. Вьюшкова, Л.Д. Кипарисовой, Ф.Ю. Киселевского, Д.А. Кухтинова, В.В. Липатовой, А.Ю. Лопато, М.Г. Миниха, А.В. Миних, Е.В. Мовшовича, Э.А. Молостовского, В.Г. Очева, С.П. Рыкова, Л.Я. Сайдаковского, Н.Н. Старожиловой, А.А. Шевырева, М.А. Шишкина и др. Результатом проведенных этими исследователями в течение десятков лет работ стала коллективная монография «Стратотипический разрез баскунчакской серии нижнего триаса горы Большое Богдо» [1972], в которой, помимо послойного описания разреза (с выделением 93 слоев) и ревизованного списка встреченных органических остатков, приведены минералого-геохимическая и палеомагнитная характеристики ахтубинской и богдинской свит.

Отметим, что, несмотря на минералого-геохимическое изучение пород этого стратиграфического интервала по комплексной методике, присутствие среди минералов легкой фракции анальцита в этой монографии не отмечено, хотя в ранних исследованиях [Колбин, Пимбургская, 1955] показано наличие этого минерала в отложениях богдинской свиты. Новейшее (с 2002 г.) комплексное и планомерное изучение разреза горы Большое Богдо, проводимое экспедициями Палеонтологического института имени А.А. Борисяка РАН (ПИН РАН) совместно с Самарским палеонтологическим обществом (с 2018 г.) и при поддержке государственного заповедника «Богдинско-Баскунчакский», подтвердило присутствие анальцита в породах этой свиты.

Материалы и методы исследований. Материал для исследования — данные рекогносцировочного полевого макро- и микроскопического описания разреза горы Большое Богдо, детально рассмотренного ранее в [Стратотипический..., 1972] с детализацией палеогеографической интерпретации условий его формирования.

Фокус исследования был сделан на изучении кристаллов анальцита, полученных из образца костеносного известняка с фрагментом черепа *Inflexosaurus* sp. Стратиграфическая привязка: нижняя часть богдинской свиты (интервал, охватывающий слои 36–47, по [Стратотипический..., 1972]) верхнеоленекского подъяруса нижнего триаса местонахождения Большое Богдо II (рис. 1).

В результате травления костеносной породы объемом 180 см³ слабым (до 10%) раствором уксусной кислоты получен нерастворимый осадок объемом 23 см³ в виде однородной минеральной фракции бежевого цвета с включениями кристаллов миллиметровой размерности. Минеральный состав кристаллической части изучен с помощью дифрактометрического анализа с использованием многофункционального рентгеновского дифрактометра Rigaku SmartLab в лаборатории рентгеновской дифрактометрии Российского государственного университета нефти и газа имени И.М. Губкина (РГУНиГ). Для определения доли установленного анальцита во взятом образце рассчитывали общий объем полученного шлиха, затем проводили количественную оценку кристаллических зерен анальцита. Для этого пробу объемом 0,5 см³ равномерно распределяли в мерном лотке, после чего считали зерна анальцита во всех секторах. В последующем число зерен оценивали сначала с расчетом на 1 см³ нерастворимого осадка, а затем на 1 см³ вмещающей породы с учетом общего количества шлиха. Литологическая характеристика вмещающей породы с установлением литотипа и характера проявлений анальцита в карбонатном матриксе выполнена на основе макролитологического анализа и анализа шлифов (продольный и поперечный срезы). Фото съемка кристаллов анальцита велась на модульном стереомикроскопе LeicaM165 с камерой Leica DFC425 в Палеонтологическом институте имени А.А. Борисяка РАН (ПИН РАН). Фотографирование изготовленных в ПИН РАН двух петрографических шлифов анальцитомсодержащей породы выполнено в РГУНиГ в поляризованном и естественном свете с использованием оптического микроскопа Axio Imager.A2m. Изображения шлифов получены с использованием Axio Zoom.V16. Обработка полученных изображений осуществлялась с применением программного обеспечения CorelDRAW.

Нумерация слоев дана в соответствии с описанием разреза горы Большое Богдо в [Стратотипический..., 1972], стратиграфическое — сверху вниз.

Результаты исследования и их обсуждение.
Кристаллографический анализ. Объектом для кри-

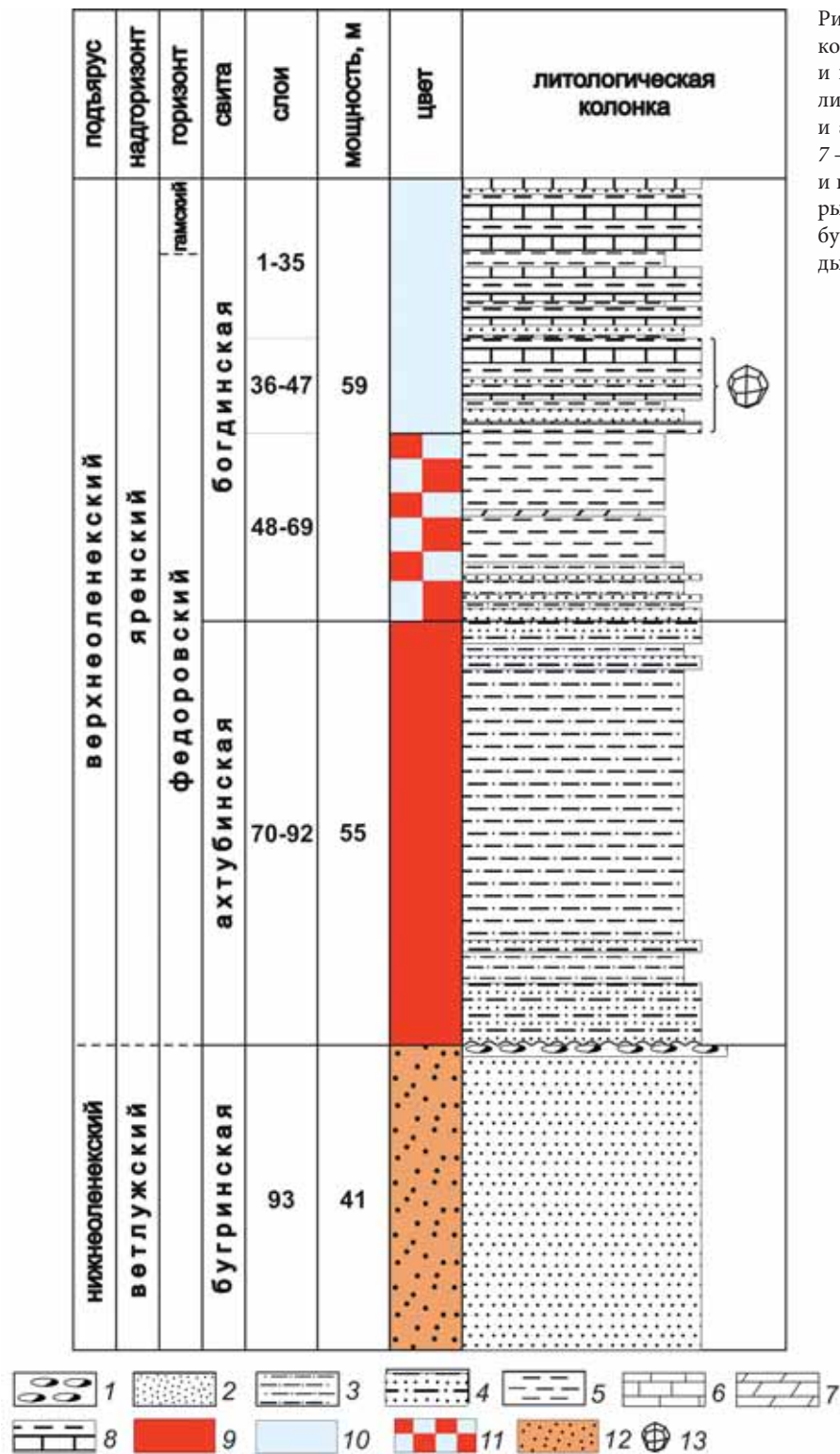


Рис. 1. Сводная литолого-стратиграфическая колонка горы Большое Богдо: 1 — гравелит и конгломерат; 2 — песчаник; 3 — алевролит; 4 — частое переслаивание песчаников и алевролитов; 5 — глина; 6 — известняк; 7 — мергель; 8 — частое переслаивание глин и известняков; 9 — красные, красновато-бурые породы; 10 — серые, зеленовато-серые, буровато-серые породы; 11 — пестрые породы; 12 — бурые песчаники; 13 — кристаллы анальцима

сталлографического анализа послужили кристаллы анальцима размером 0,4–0,8 мм. Изометричные кристаллы, инкрустирующие стенки внутренних полостей известняка (пустоты выщелачивания и трещины), представлены хорошо ограненными тетрагонтриоктаэдрами, прозрачными и полупрозрачными, без выраженных оттенков (рис. 2). По результатам дифрактометрического анализа кристаллической фракции нерастворенного в кислоте

осадка кристаллы на 99,5% состоят из минерала анальцима, 0,5% приходится на кварц (рис. 3).
Макролитологическая характеристика. Анальцимсодержащая порода представлена органо-обломочным светло-серым известняком высокой крепости с многочисленными остатками двустворчатых моллюсков и редкой чешуей. Залегание наблюдается по всему разрезу богдинской свиты в виде маломощных (0,5–10 см) прослоев, часто не-

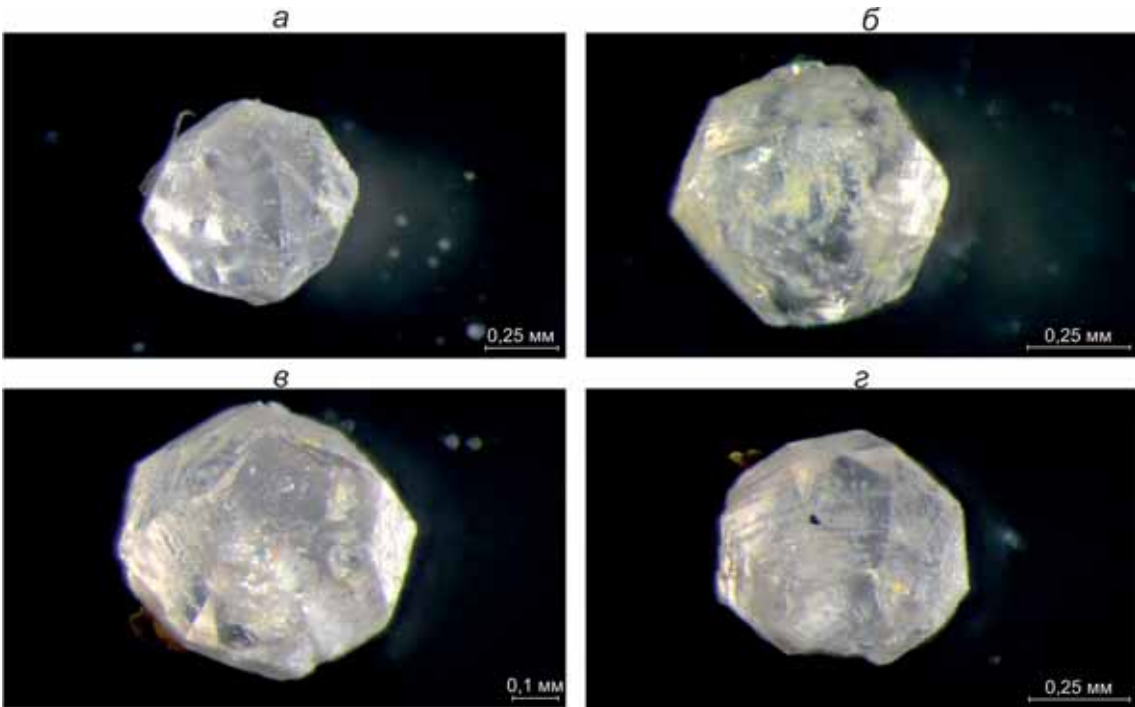


Рис. 2. Микрокристаллы анальцима в виде хорошо ограненных тетрагонтриоктаэдров

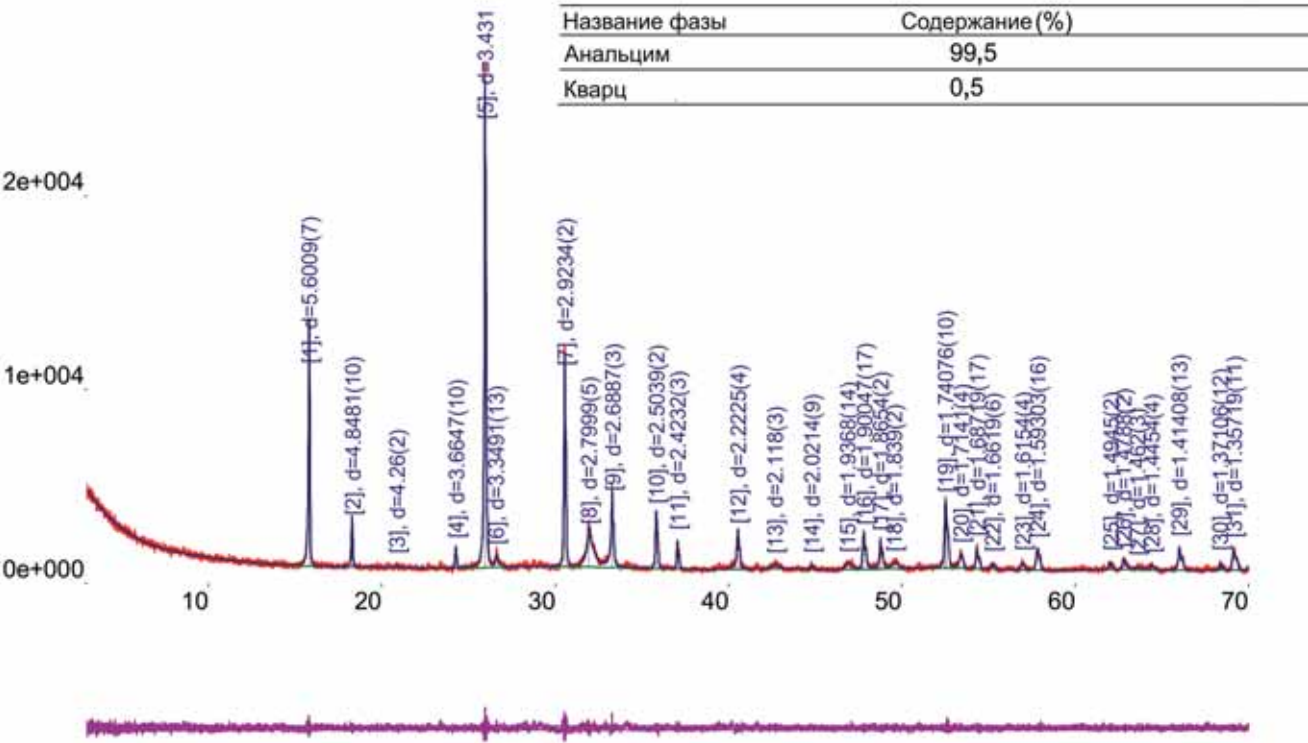


Рис. 3. Интерпретация дифрактограммы кристаллов анальцима

выдержанных по мощности и выклинивающихся по простиранию с образованием линз в карбонатных отложениях.

Микролитологическая характеристика. Органические остатки составляют не меньше 50% от площади шлифов, распределены достаточно равномерно и представлены преимущественно створками пелеципод со следами растворения размером до

10 мм и костными остатками (чешуей рыб) хорошей сохранности размером 0,3 мм (рис. 4, а). Скелетные форменные элементы в виде равномерно распределенных сгустков и реже комков размером 0,02–0,05 мм составляют до 25%. Кристаллическая часть занимает до 50% от площади шлифа и представлена микритом. Некарбонатные примеси имеют вид неравномерно распределенных пятен

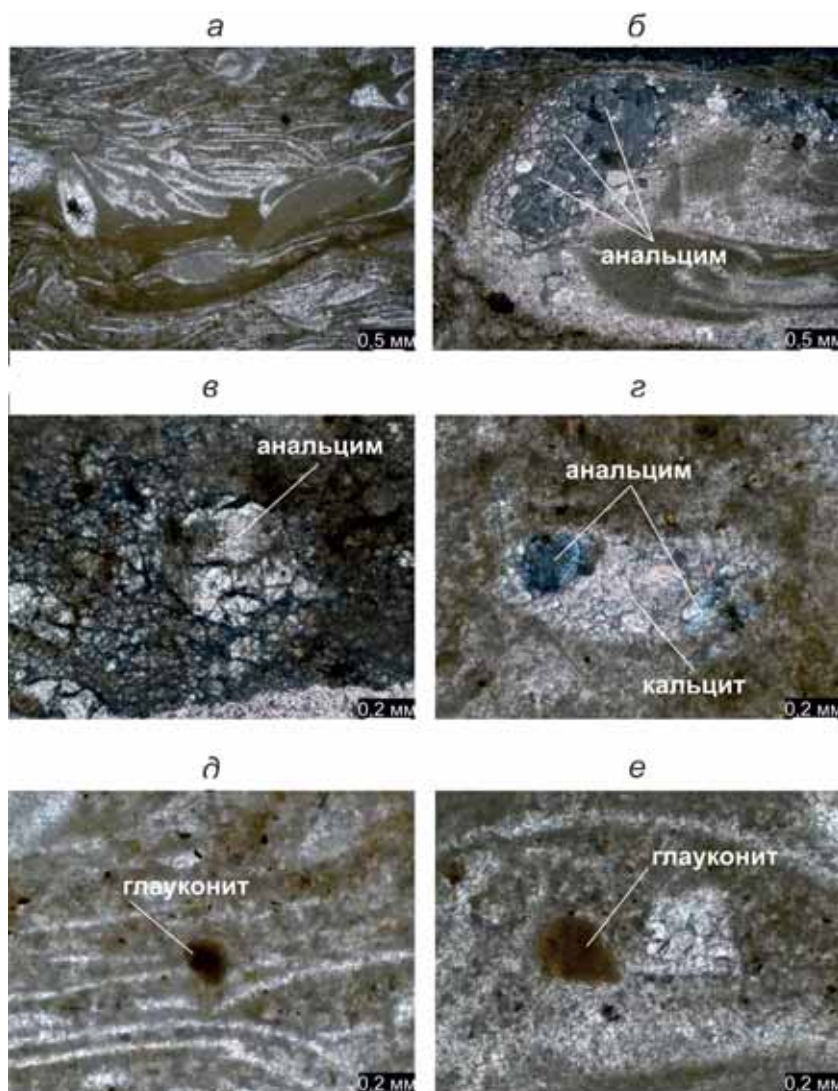


Рис. 4. Фото шлифов аналцимсодержащего костеносного известняка богдинской свиты из местонахождения Большое Богдо II: а — общий вид карбонатного матрикса (поперечный срез) с остатками двустворчатых моллюсков; б — каверна выщелачивания по раковине двустворки с проявлениями аналцима; в — кристалл аналцима в трещиноватом матриксе; г — полное заполнение каверны кристаллами аналцима и спаритовым кальцитом; д–е — зерна пирокластического (?) биотипа из двух шлифов. Изображения а, б, г — с анализатором; в, д, е — без анализатора

ожелезнения размером 0,1–0,2 мм, а также единичных зерен глауконита округлой формы размером 0,2–0,4 мм (рис. 4, д, е). Кристаллы аналцима в виде правильных многоугольников (6–9 сторон) размером 0,1–0,5 мм с хорошо выраженными следами циклического роста (рис. 4, г) занимают около 2% от площади шлифа и распределены крайне неравномерно. Кристаллы приурочены к системе мелких извилистых трещин, к внутриформенным пустотам выщелачивания, образованным по створкам двустворчатых моллюсков (рис. 4, б).

Аналцим обрамляет внешнюю поверхность каверн, образуя микросекреции, причем размер кристаллов увеличивается от периферии к центру, также кристаллы тяготеют к внутренним стенкам каверн размером до 1,2 мм, полностью заполненных спаритовым карбонатным цементом (рис. 4, в). Из микротекстурных особенностей можно выделить нечеткую волнистую микрослоистость по плотно упакованным створкам двустворок с одинаковой ориентировкой относительно плоскости напластования. Вторичные изменения выражены в частичной или полной перекристаллизации створок раковин двустворок с замещением полигональных

кальцитовых призм на спаритовый кальцитовый и аналцимовый кристаллический заполнитель. Пустотное пространство представлено редкими местоформенными кавернами размером до 3,5 мм, а также сетью нераскрытых трещин.

Исходя из описания шлифа порода, вмещающая кристаллы аналцима, представлена пелитоморфным комковато-сгустковым известняком с остатками двустворок (пакстоун, пелмикрит).

Условия формирования верхней карбонатной пачки богдинской свиты. В целом для отложений баскунчакской серии характерны фации мелководного морского бассейна: мелкого шельфа (центральная часть впадины), мелководной прибрежной зоны, лагуны (западная часть впадины Большое Богдо), морского побережья — приморских озер. Выделяются также фации речных русел и дельт. Терригенный материал поступал с востока. Баскунчакский морской бассейн окаймлялся широкой полосой заливаемых морем прибрежных равнин [Айзенштадт и др., 1967].

С завершением формирования нижней пестроцветной песчано-глинистой пачки богдинской свиты произошли заметные изменения на начальном этапе накопления отложений верхней сероцветной извест-

няково-глинистой (карбонатной) пачки мощностью до 33 м. В карбонатной пачке отмечено частое пере-слаивание зеленовато-серых, светло-зеленых, буровато-серых, реже красновато-бурых карбонатных глин и алевролитов с органогенно-обломочными известняками и в меньшей степени с зеленовато-серыми, полимиктовыми, мелкозернистыми, местами брекчиевидными песчаниками. Примесь терригенного материала в карбонатах составляет — 2–15%.

С учетом особенностей литолого-палеонтологического комплекса богдинской свиты установлены физико-географические условия и режимы осадконакопления в пределах изучаемого района седиментации на протяжении баскунчакского времени.

Для рассматриваемой части разреза выделено два типа фаций, по [Алексеев, 2007]:

1) фация песчано-алевритовых осадков прибрежной части лагуны (слои 5–7, 34, 37, 41, 45–46);

2) фация алевроито-глинисто-карбонатных осадков в центральной части лагуны (слои 1 — 4, 8–33, 35–36, 38–40, 42–44, 47).

В целом для лагунных отложений характерна быстрая смена литотипов и фаций как в вертикальном разрезе, так и по площади распространения, что наблюдается в карбонатной части разреза горы Большое Богдо. Карбонатные разности формировались в условиях солоноводной лагуны, а глинисто-алевритово-известковистые — солоноватоводной лагуны в периоды активного речного опреснения. Колебания уровня солености в мелководной обстановке происходили очень часто и циклично, носили, вероятно, сезонный характер.

Наличие в разрезе богдинской свиты единичных непоследовательных слоев мелкозернистого, тонкогоризонтальнослоистого песчаника и песчанистой глины авандельтового генезиса явно свидетельствует о связи приустьевой лагуны с речной системой посредством дельтовых рукавов (слои 5, 34, 41, 45–46). Реки обеспечивали пониженный уровень солености (солоноватоводная лагуна). Помимо песчаника, на обстановку прибрежной части лагуны в периоды регрессии и ее обмеления указывают текстурные особенности пород — четкая и неясная волнистая слоистость в прослоях известняков (слои 6, 7, 21), а также косая слоистость глин неясного генотипа (слой 37). Таким образом, выясняется, что наиболее частыми регрессивные циклы были на начальных этапах формирования богдинской свиты (слои 34, 37, 41, 45–46), после чего наступила трансгрессивная стабилизация с единичным регрессивным событием (слои 5–7).

Формирование глинисто-карбонатных и алевроитовых осадочных образований серого и зеленоватого оттенков без следов ожелезнения (слои 3, 6, 8, 12, 18, 21, 25, 27, 29–33, 43–45), отмеченных в виде характерных слоев по всему разрезу, указывает на нормальный кислородный режим. Наиболее продолжительный щелочной режим (слои 29–33) связан с отложениями, накапливавшимися на начальных

этапах развития карбонатной пачки. Накопление глинистого и алевроитового материала происходило при пенеппленезации источников сноса [Триас..., 1982].

Периодически лагуна переходила на режим кислой или слабокислой геохимической обстановки седиментации, на что указывают следы ожелезнения карбонатов в виде различных по морфологии ржаво-бурых проявлений оксидных форм железа, как правило, это сидеритовые стяжения и журавчики, лимонитовые корки и стустки, местами равномерно рассеянные в породе. Такой режим для лагуны был наиболее частым.

О развитии анокии, по крайней мере в придонных частях лагуны, свидетельствует лимонитизированный пирит (слой 9 и 10).

В разрезе (слои 5, 13, 15, 35, 37–39, 46) встречены редкие прослои доломитизированных известняков (зерна доломита до 15–20%). Доломитизация носила, вероятнее всего, постседиментационный характер [Мовшович, 1977]. Доломитовые проявления связаны, в частности, с вторичными изменениями по створкам раковин двустворчатых моллюсков. При частичной или полной перекристаллизации среднего призматического слоя раковин происходило замещение полигональных кальцитовых призм на спаритовый карбонатно-доломитовый заполнитель [Новиков и др., 2021]. Накопление магнезиальных карбонатов могло быть связано с жизнедеятельностью водной растительности. Так, в современной лагуне Куронг доломитообразование происходит с возрастанием pH среды, что синхронизируется с периодами активного развития флоры, поглощающей и утилизирующей растворенный в воде углекислый газ, обеспечивая тем самым возрастания щелочности среды [Кузнецов, 2020].

В пределах лагуны происходило активное испарение без полного прекращения связи с открытым морским бассейном, на что указывает присутствие в глинах эвапоритов в виде прожилков гипса-селенита (слои 20, 24, 28), это период максимального осолонения лагуны.

Литолого-фациальный анализ карбонатной пачки богдинской свиты позволил выделить следующие стадии ее формирования:

1) неустойчивый трансгрессивно-регрессивный режим лагуны (слои 34–47);

2) устойчивый трансгрессивный режим лагуны (слои 8–33);

3) устойчивый регрессивный режим (слои 5–7);

4) устойчивый трансгрессивный режим лагуны (слои 1–4).

На условия, которые были в пределах лагуны, а также на характер биотопы указывает ориктокомплекс фауны и флоры карбонатной пачки богдинской свиты. В большинстве слоев разреза примерно одинаково часто встречаются таксономически разнообразные остракоды и гораздо менее разнообразные двустворчатые моллюски. Более

редки конхостраки (менее половины слоев) и еще реже отмечены харофитовые водоросли (в 1/5 части слоев). Гораздо реже встречаются беззамковые брахиоподы рода *Lingula*, аммониты (*Doricranites bogdoanus*, *D. acutus*, *Tirolites cassianus*), гастроподы, фораминиферы, черви-илоеды (установлены по ихнофоссилиям в виде характерных ходов), а также позвоночные (рыбы, тетраподы).

Двустворчатые моллюски были наиболее чувствительны к смене условий осадконакопления. Их таксономическое разнообразие не сильно колеблется в пределах всего разреза, достигая максимума в его средней части (слои 10, 13–15). Остатки двустворчатых моллюсков (часто целые раковины) нередко образуют плотные скопления, в частности, в виде ракушняков, фиксируемых по всему разрезу. Главными факторами, участвовавшими в образовании карбонатного осадка с многочисленными остатками раковин двустворчатых моллюсков, были микроприливно-отливные и волновые движения воды. Активная гидродинамика в условиях максимальной открытости лагуны способствовала формированию массовых поселений пелеципод в сублиторальной части, в пределах которой происходило захоронение костных остатков тетрапод.

Редкие находки таксономически неразнообразных аммонитов могут указывать на неблагоприятные условия обитания в Северном Прикаспии в начале триаса и их возможный привнос из палеобассейна Тетис [Мовшович, 1977].

Харофиты встречаются в средней и нижней частях разреза (слои 10–12, 22, 34, 35, 41–45). Обильное развитие харофитов приурочено к начальным этапам трансгрессии. Стабилизация палеобассейна приводила к обеднению харофитового комплекса, как количественно, так и таксономически, вплоть до его полного исчезновения (верхняя часть разреза) [Триас..., 1982]. В большинстве случаев отмечено максимальное таксономическое разнообразие остракод в слоях 10, 34, 35, 41–44, 46, откуда известны остатки харофитов.

По берегам лагуны произрастали плауновидные рода *Pleuromeia*, их остатки встречаются совместно с неопределимыми обугленными растительными остатками в средней и нижней частях разреза (слои 10, 16, 17, 35, 41 и 44).

Карбонаты, лишенные следов ожелезнения, местами биотурбированы (слои 6 и 12) в ходе жизнедеятельности червей-илоедов, что указывает на хорошую аэрируемость при активной водной циркуляции до самого дна.

Фауна эвригалинных двустворчатых и брюхоногих моллюсков, а также присутствие пресноводных и солоноватоводных остракод [Шнейдер, 1960] и харофитов [Сайдаковский, 1969] свидетельствует о пониженной солености вод [Баярунас, 1936; Соколова и др., 1961]. Периодическое опреснение и палеоглубина до 40–100 м также подтверждаются присутствием брахиопод-лингулид [Габдуллин,

2002]. Опресненность лагуны объясняется заметным речным стоком в бассейн Северного Прикаспия, имевшего связь с открытым палеобассейном Тетис посредством пролива. При этом максимальная связь с океаном Тетис происходила в течение накопления богдинской свиты, поскольку только в ней встречаются аммониты [Мовшович, 1977]; их крайняя малочисленность, вероятнее всего, обусловлена малоблагоприятными условиями для обитания в лагуне этих организмов, характерных для палеобассейнов с нормальной соленостью.

На протяжении раннего триаса на рассматриваемой территории происходили существенные климатические изменения. Жаркий аридный климат, который сопутствовал образованию красноцветных пород ахтубинской свиты, к моменту формирования богдинской свиты, особенно ее карбонатной пачки, сменился на более гумидный [Липатова и др., 1982] с короткими засушливыми сезонами.

На уменьшение аридизации указывают особенности отложений с преимущественно сероцветной окраской, формирование которых происходит при усилении химического выветривания [Мовшович, 1977]. На относительно влажный климат указывает также развитие приморского растительного покрова [Соколова, 1958]. По немногочисленным данным анализа проб на содержание $C_{орг}$ его содержание увеличивается вверх по разрезу до 0,4% [Мовшович, 1977]. Накопление органического материала могло происходить как за счет привнесения биомассы водорослей, так и наземной растительности [Прошляков, 1962].

Обнаруженные в карбонатах и терригенных породах разреза горы Большое Богдо кристаллы анальцима изначально интерпретировали как результат усиления химического выветривания и вынос с континента гелей кремнезема и глинозема в условиях гумидизации климата [Мовшович, 1977]. Гели при взаимодействии с хлоридами лагунных вод на стадии позднего диагенеза приводили к образованию анальцима. Однако если рассматривать генезис этого минерала как возможно пирокластический, климатический фактор минералообразования полностью отпадает с учетом не зависящих от характера водного стока условий поставки материала в лагуну и его дальнейшего преобразования в водной обстановке.

Генезис анальцима. Анальцим — минерал из группы водных цеолитов с химической формулой $Na[AlSi_2O_6] \cdot H_2O$. Этот цеолит считается типичным низкотемпературным минералом гидротермального генезиса, отвечающим температуре 55–160 °C и приуроченным как к магматическим, так и к осадочным горным породам. Наряду с прочими цеолитами анальцим — важнейший компонент гипабиссальных габброидов [Природные..., 1980].

Анальцим для осадочных пород менее типичен. Рассматриваемый цеолит способен метасоматически замещать кластическую часть терригенных пород, представленную эффузивами, полевыми шпата-

ми, роговой обманкой и пироксенами [Ермолова, 1955]. При взаимодействии растворов, содержащих углекислоту, с эффузивными горными породами возможна активизация гидролизных процессов. Присутствие ионов Na в системе способствует высвобождению глинозема и кремнезема из полевых шпатов терригенного матрикса и их связыванию в анальцим. При этом кристаллы анальцима формируют цеолитовый цемент вторичной природы, обволакивающий минеральные зерна [Габделвалиева, 2018].

Малокремнистые цеолиты, подобные анальциму, широко распространены в пермских и триасовых отложениях Приуралья [Природные..., 1980]. Примечательно, что в пределах горы Большое Богдо на протяжении мезозоя и кайнозоя отсутствовала магматическая активность с внедрением интрузий в нижнетриасовые или нижележащие осадочные толщи.

Для анальцима из местонахождения Большое Богдо II возможна изначальная пирокластическая природа — цеолитизация пепловых туфов или туффитов. Во многих случаях вулканические туфы, отложенные в субаквальной обстановке, способны существенно преобразовываться на постседиментационных стадиях литогенеза, переходя в такие минеральные формы, как анальцим [Обстановки..., 1990]. Анальцим — типоморфный минерал зон начального эпигенеза осадочных формаций с пирокластикой [Коссовская, 1975]. Отметим, что присутствие этого цеолита в континентальных отложениях Оренбургского Приуралья связывают с диагенетическими процессами и самым началом эпигенеза, на что указывает его ассоциация именно с карбонатами, для которых цеолиты без явного участия гидротермальных процессов не характерны. Его формирование происходило в разнообразных обстановках (фации лагун, пойменных озер, застойных опресненных водоемов) в ходе преобразования алюмосиликатного материала с высокой реакционной способностью, такого, как витрокластита в виде оскольчатого вулканического стекла [Соколова, 1982].

В карбонатах Богдинской свиты кластический компонент присутствует в количестве от 1 до 20%. Кластический материал, отчасти возможной пирокластической природы, в пределах свиты представлен (средние значения) кварцем (27,3%), сидеритом (20%), иногда развивающимся по пириту, а также полевым шпатом (16,4%), биотитом (12,7%), хлоритом (7,3%), мусковитом (5,5%), халцедоном (~2%), опалом (~2%), магнетитом (~2%), эпидотом (~2%), цирконом (~2%) и роговой обманкой (~2%). В самом образце с анальцимом доля довольно однородной силикатной литокластита в виде отдельных и спаренных чешуек и реже микрокристаллов составляет 12,8%; в шлифах это единичные биотитовые зерна в карбонатном матриксе.

Преобразование реакционно-способной витрокластита, вероятно, происходило в прибрежно-морской обстановке на участках с умеренной гидродинамикой в условиях полуизолированного

мелководья (лагуна). Накопление анальцимсодержащих карбонатов происходило во фронтальной и наименее соленой области лагуны. Преобразованная пирокластита способствовала насыщению ионами натрия и алюминия раствора, проникающего по трещинному пространству в костеносный слой богдинской свиты.

Анальцим в карбонатах богдинской свиты кристаллизовался в пустотах выщелачивания в процессе циркуляции и попадания в них пересыщенного раствора, скорее всего, на стадии позднего диагенеза, когда наступала литификация карбонатного осадка. После образования диагенетических трещин и пустот выщелачивания происходило полное или частичное заполнение вторичного пустотного пространства диагенетическими минералами (сначала анальцимом, затем кальцитом) в ходе кристаллогенеза. Отметим, что анальцим установлен не только в карбонатах, но и в терригенных породах богдинской свиты или нижележащих свит [Соколова и др., 1961]. Это, по мнению некоторых исследователей, указывает на усиленное химическое выветривание и вынос с континента кремнеземного и глиноземного компонентов [Мовшович, 1977].

На горе Большое Богдо давно известны свинцовые рудопоявления в виде вкрапленников галенита [Ауэрбах, 1871]. Это сульфид типичного гидротермального генезиса, вероятно, он имеет нормально осадочное происхождение в известняках богдинской свиты. Вынос свинца мог осуществляться в хлоридных или бикарбонатных растворах в процессе химического выветривания водосборных отложений на стадии позднего диагенеза [Константинов, 1963], т. е. формирование галенита в карбонатах происходило одновременно с анальцимом.

Конец перми для Южного Приуралья стал начальным этапом проявления вулканической активности, наиболее широко представленной в триасе [Соколова, 1982]. Для выпадения вулканических продуктов извержения в пределах богдинской лагуны необходимо было соблюдение нескольких условий: 1) источник пирокластита должен был находиться на удалении гораздо меньшем, чем наиболее активная в начале триаса восточно-сибирская часть обширной Сибирской трапповой провинции; 2) тип вулканизма должен был быть эксплозивным, с большим объемом выброса тифры и формированием высоких эруптивных колонн и облаков, подверженных в верхней части ветровому разносу на большое расстояние; 3) объем выбрасываемого пеплового материала, с учетом длительности извержений, должен был быть большим.

Ближайший к Прикаспийской синеклизе источник высокой вулканической активности в начале триаса был расположен в пределах современной Челябинской области [Reichow et al., 2009] (рис. 5). Северо-восточнее района Челябинска распространены вулканические толщи туринской серии (оленекский ярус нижнего триаса–средний триас) на площади

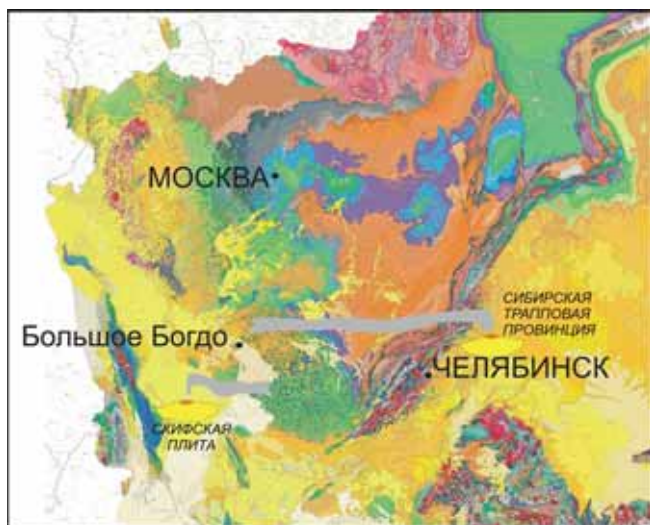


Рис. 5. Область распространения (отмечена красными полями) ближайших проявлений раннетриасового вулканизма в пределах Сибирской трапповой провинции на территории Челябинской, Курганской, Свердловской и Тюменской областей [Saunders, Reichow, 2009] относительно местонахождения Большое Богдо II

41 000 км², мощность которых составляет до 2 км в центральных частях грабенов юго-западного простирания [Тужикова, 1973; Иванов, 1974; Киричкова, 2011]. Отложения серии сложены магматическими, пирокластическими и терригенно-осадочными породами с преобладанием эффузивов (базальты и липариты), а также грубыми агломератами и тонкозернистыми туфами [Геология..., 1969]. Разведывательной скважиной № 7, пробуренной юго-восточнее Челябинска, в интервале глубины 254–696 м вскрыты базальтовые толщи, представленные туфами, лавовыми потоками и долеритами. Возраст вулканитов по биостратиграфическим данным соответствует раннему триасу [Тужикова, 1973]. Таким образом, происходившие в начале триаса эксплозивные извержения в регионе способствовали вулканическим излияниям с выбросом большого количества пеплового материала. Проявление вулканической активности происходило на расстояние не менее 1000 км от «богдинской» лагуны. Однако это не исключает возможности выпадения пирокластических продуктов за пределами юго-западной границы Сибирской трапповой провинции с учетом возможности разноса тефры от эпицентра выброса на очень большое расстояние. В качестве примера можно привести исландский вулкан Эйяфьятлайокудль, эксплозия которого в 2010 г. привела к широкому рассредоточению пеплового материала общим небольшим объемом 0,27 км³ в атмосфере [Gudmundsson et al., 2012], следы которого обнаруживались в центральных регионах России на расстоянии более 3000 км от эпицентра выброса [Skorokhod et al., 2016].

Также нельзя исключать, что источником пирокластического материала могла быть вулканическая активность в пределах Скифской плиты Предкавказья, в основании платформенного чехла которой

залегает верхнепермско-нижнетриасовая осадочно-вулканогенная толща [Молодые..., 1975]. Так, вулканогенно-карбонатный комплекс куманской свиты характерен для Пашолкинско-Алексеевской зоны. Кроме того, в пределах Ачикулакско-Каясулинской зоны выделена доломитово-известняковая толща нефтекумской свиты с частыми прослоями кислых туфов, сформированная при пульсационном вулканизме [Назаревич и др., 1983]. Обе свиты в неполном объеме по стратиграфическим данным соответствуют нерасчлененным образованиям верхней перми–нижнего триаса (?). При этом проявления вулканизма происходили на удалении около 450 км от места предполагаемого выпадения тефры в районе богдинской лагуны.

Закключение. Таким образом, с учетом литолого-фациальных и палеонтологических данных формирование отложений карбонатной пачки богдинской свиты происходило в обстановке заливно-лагунного побережья (рис. 6) на участках с умеренной гидродинамикой в условиях полуизолированного мелководья (лагуна) с переменной соленостью — от солоноватоводной до солоноводной. Лагуна была сезонно связана с континентальными водами, что приводило к частому колебанию уровня солености от очень высокой с выпадением эвапоритов до нормальной (солоноводная лагуна) и с садкой известковых илов и заметным опреснением (солоноватоводная лагуна) с садкой глинисто-алевритисто-карбонатного материала. На некоторых этапах лагуна переходила на аноксидный придонный режим с выпадением пирита. Накопление всех типов отложений происходило при гумидном климате в преимущественно окислительной и реже в восстановительной обстановке. При этом начальные этапы развития лагуны характеризовались неустойчивым трансгрессивно-регрессивным режимом, за которым последовала относительная стабилизация трансгрессивного режима.

По результатам дифрактометрического и кристаллографического анализов удалось установить принадлежность микрокристаллических зерен, полученных из костеносных известняков богдинской свиты, к анальциму. В соответствии с результатами анализа шлифов осадочный кристаллогенез анальцима происходил, вероятнее всего, на позднедиагенетической стадии одновременно с галенимом, после образования диагенетических трещин и пустот выщелачивания по раковинам двустворчатых моллюсков. Ионный состав раствора, заполняющего каверны и трещины, мог определяться его обогащением за счет воздействия на породы, содержащие реакционно-способную витрокластическую, такую, как вулканическое стекло. Витрокластическая могла быть преобразована в субаквальной обстановке мелководных участков солоноватоводной лагуны. На палеогеографические условия указывают литолого-фациальные особенности карбонатов богдинской свиты. Пирокластический материал в разрезе горы Большое Богдо косвенно

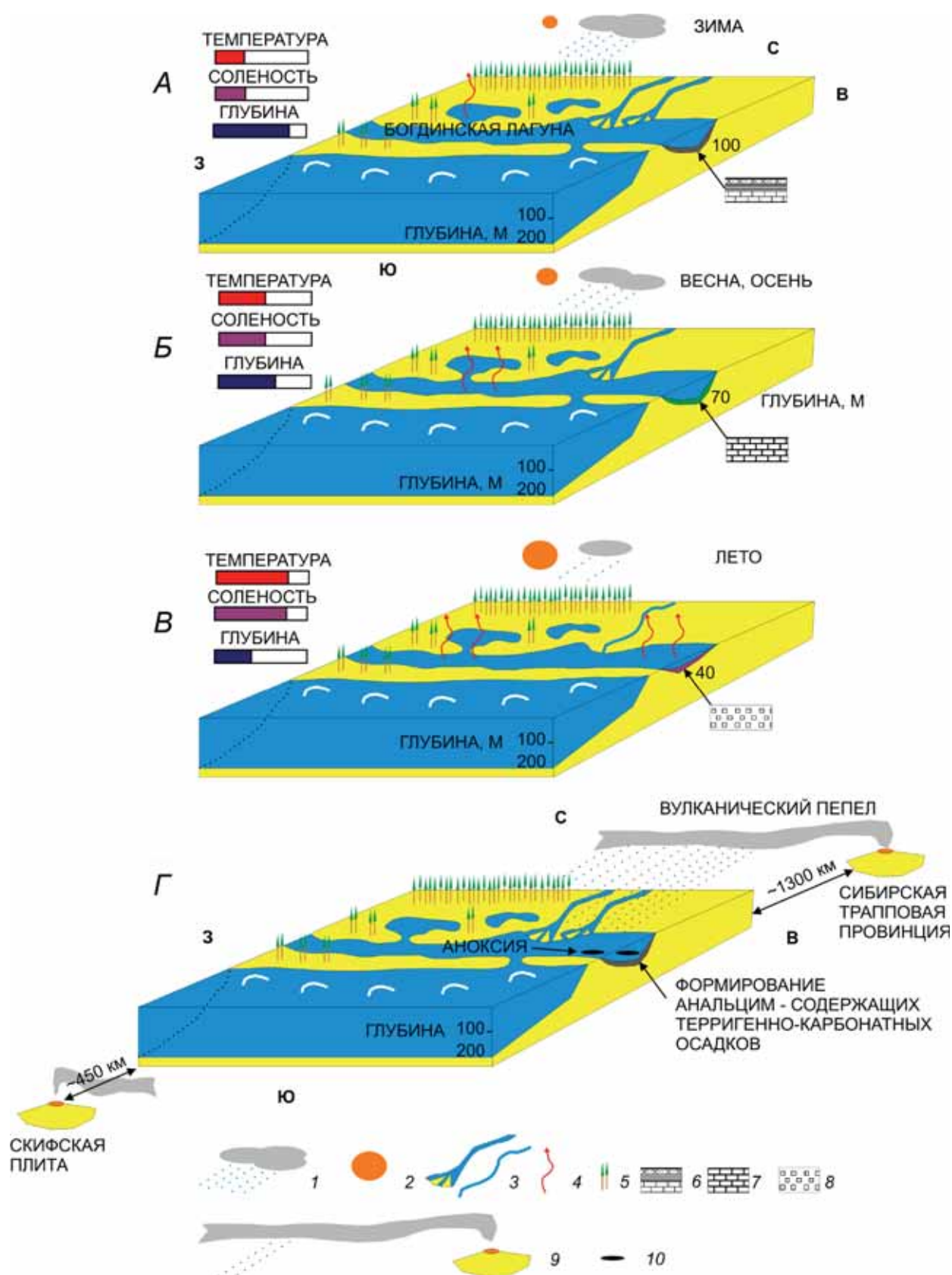


Рис. 6. Модель палеогеографических условий формирования богдинской свиты: А — фаза накопления глинисто-алевритисто-карбонатных осадков в зимнее время в условиях заметного опреснения (солонатоводная лагуна); Б — фаза накопления карбонатных илов в весеннее и осеннее время в условиях нормальной солености (солонководная лагуна) с садкой известковых илов; В — фаза накопления эвапоритовых осадков в летнее время в условиях повышенной солености; Г — фаза аккумуляции анальцим-содержащих терригенно-карбонатных осадков в анакисидных условиях путем привноса вулканического пепла из Сибирской трапповой провинции; 1 — атмосферные осадки; 2 — солнечная инсоляция; 3 — речной сток; 4 — испарение; 5 — наземная растительность; 6 — терригенно-карбонатные осадки; 7 — карбонатные илы; 8 — эвапоритовые осадки; 9 — вулканическая активность и пеплопады; 10 — аноксия

установлен по минеральному набору литокластики, входящей в состав карбонатов и глин, а также по наличию округлых зерен биотита в карбонатном матрикс аналцитомсодержащего известняка. Возможными источниками пирокластики могли быть раннетриасовые эксплозии, проявившиеся в пределах юго-западной границы Сибирской трапповой провинции в районе современного Челябинска или в пределах Предкавказья.

Благодарности. Авторы благодарны сотрудникам кафедры литологии РГУНиГ А.С. Кузнецову и А.С. Рахматуллиной за дифрактометрический анализ и предоставленный доступ к работе со стереомикроскопом, профессору кафедры петрологии и вулканологии МГУ имени М.В. Ломоносова П.Ю. Плечову за рекомендации, а также профессорам Московского университета А.М. Никишину и Ю.В. Ростовцевой за советы и замечания по рукописи статьи. Материал собран частично в рамках экспедиции «Флотилия плавучих университетов».

Финансирование. Исследование выполнено при финансовой поддержке государственных заданий

Музея землеведения МГУ имени М.В. Ломоносова № АААА-А16-116042010089-2 «Биосферные функции экосистем, их компонентов и рациональное природопользование» (научный руководитель А.В. Смуров) и № АААА-А16-116042710030-7 «Музееведение и образование музейными средствами в области наук о Земле» (научный руководитель В.В. Снакин), в рамках темы государственного задания Института географии РАН № АААА-А19-119021990093-8 (FMGE-2019-0007) «Оценка физико-географических, гидрологических и биотических изменений окружающей среды и их последствий для создания основ устойчивого природопользования» (научный руководитель, член-корр. РАН А.А. Тишков) и при финансовой поддержке Междисциплинарной научно-образовательной школы Московского университета «Математические методы анализа сложных систем», а также за счет субсидии, выделенной Казанскому федеральному университету для выполнения госзадания № 671-2020-0049 в сфере научной деятельности.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Айзенштадт Г.Е.-А., Колтытин С.Я., Размыслова С.С. и др. Нефтегазоносные толщи Прикаспийской впадины // Тр. ВНИГРИ. 1967. Вып. 253.
- Алексеев В.П. Атлас фаций юрских терригенных отложений (угленосные толщи Северной Евразии). Екатеринбург: Изд-во УГТУ, 2007.
- Аузрбах И.Б. Гора Богдо. Исследования, произведенные по поручению Императорского Русского географического общества в 1854 г. СПб., 1871.
- Баярунас М.В. Возраст слоев с Dolicranites // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1936. № 4. С. 539–548.
- Белянкин Д.С., Самойлова В.Н., Петров В.П. Анальцит и лейцит в вулканогенном эоцене Талыша // Тр. Минерал. музея АН СССР. 1951. Вып. 3. С. 3–9.
- Габделвалиева Р.Р. Стадийность формирования песчаных коллекторов Ашальчинского битумного месторождения // Тез. Докл. 72-й международной молодежной научной конф. «Нефть и газ–2018» (23–26 апреля 2018 г.). М., 2018. Т. 1. С. 21.
- Габдуллин Р.Р. Ритмичность верхнемеловых отложений Русской плиты, Северо-Западного Кавказа и Юго-Западного. Крыма (строение, классификация, модели формирования). М.: Изд-во Моск. ун-та, 2002. 304 с.
- Геологическая карта России. Масштаб 1 : 2 500 000. СПб.: ВСЕГЕИ, 2008.
- Геология СССР. Т. XII. М.: Недра, 1969.
- Гмелин С.Г. Путешествие по России для исследования трех царств природы. Ч. 2. СПб: Имп. АН, 1777.
- Ермолова Е.П. Анальцит и морденит в олигоценых и миоценовых отложениях Западного Закавказья // Тр. Минерал. музея АН СССР. 1955. Вып. 7. С. 76–82.
- Иванов К.П. Триасовая трапповая формация Урала. М.: Наука, 1974.
- Каикай М.А. Основные и ультраосновные породы Азербайджанской ССР. Баку: Изд-во АН Аз. ССР, 1947.
- Киричкова А.И. Особенности литологии континентального триаса Западной Сибири // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2011. Т. 6, № 1. С. 1–28.
- Колбин М.Ф., Пимбургская М.И. Анальцит в осадочных породах горы Б. Богдо // Докл. АН СССР. 1955. Т. 100, № 1. С. 155–157.
- Константинов М.М. Происхождение стратифицированных месторождений свинца и цинка. М.: Изд-во АН СССР, 1963.
- Коссовская А.Г. Генетические типы цеолитов стратифицированных формаций // Литология и полезные ископаемые. 1975. № 2. С. 23–40.
- Кузнецов В.Г. Геохимические обстановки седиментации докембрия // Литология и полезные ископаемые. 2020. № 2. С. 117–130.
- Кухтинов Д.А., Ярошенко О.П., Шишкин М.А. и др. Актуализированная стратиграфическая схема триасовых отложений Прикаспийского региона. Объясн. зап. М.: ФГБУ «ВНИГНИ», 2016.
- Лабунцов А.Н. Цеолиты Хибинских и Ловозерских тундр // Тр. Минерал. музея АН СССР. 1927. Т. 2. С. 91–100.
- Липатова В.В., Волож Ю.А., Самодуров В.И., Светлакова Э.А. Триас Прикаспийской впадины и перспективы его нефтегазоносности // Тр. ВНИГНИ. 1982. Вып. 236.
- Мовшиович Е.В. Палеогеография и палеотектоника Нижнего Поволжья в пермском и триасовом периодах. Саратов: Изд-во Сарат. ун-та, 1977.
- Молодые платформы и их нефтегазоносность. М.: Недра, 1975.
- Мурчисон Р., Вернейль Э., Кейзерлинг А. Геологическое описание Европейской России и хребта Уральского. Ч. 1. СПб., 1849.
- Назаревич Б.П., Назаревич Н.А., Швыдко Н.И. Нижнетриасовые отложения Скифской плиты и нефтегазоносность // Осадочные бассейны и их нефтегазоносность. М.: Наука, 1983. С. 123–151.
- Новиков И.В., Ульяхин А.В., Силантьев В.В. Ранее неизвестный образец темноспондильной амфибии *Parotosuchus bogdoanus* (Woodward, 1932) из нижнего триаса Восточной Европы // Уч. зап. Казан. ун-та. Сер. естеств. науки. 2021. Т. 163, кн. 4. С. 581–590.

Обстановки осадконакопления и фации. Т. 1 / Пер. с англ. под ред. Х. Рединга. М.: Мир, 1990.

Паллас П.С. Путешествие по разным провинциям Российского государства. Ч. третья, половина первая 1772 и 1773 годов, перевел Василий Зуев. СПб: при Импер. АН, 1788.

Природные цеолиты / Отв. ред. А.Г. Коссовская. М.: Наука, 1980.

Прошляков Б.К. Литологическая характеристика и условия образования триасовых пород центральной части Прикаспийской впадины / Петрография фундамента и осадочных отложений нефтегазоносных областей СССР // Тр. МИНГ. 1962. Вып. 38. С. 133–143.

Сайдаковский Л.Я. Стратиграфия триасовых отложений юга Русской платформы по харофитам // Тр. МИНХ и ГП. Вып. 83. М.: Недра, 1969. С. 47–51.

Соколова Е.И. Пермские и триасовые отложения западной и южной частей Прикаспийской впадины // Тр. ВНИГРИ. 1958. Вып. 118.

Соколова Е.И., Иванова Е.П., Егоров И.П. Пермские и триасовые отложения Южной Эмбы и их нефтеносность. Л.: Гостоптехиздат, 1961. (Тр. ВНИГРИ; Вып. 164).

Соколова Т.Н. Аутигенное силикатное минералообразование разных стадий осолонения. М.: Наука, 1982.

Стародубцева И.А., Новиков И.В. История геологического и палеонтологического изучения горы Большое Богдо // Изв. вузов. Геология и разведка. 2018. № 2. С. 65–72.

Стратотипический разрез баскунчакской серии нижнего триаса горы Большое Богдо. Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 1972.

Тужикова В.И. История нижнемезозойского угленакпления на Урале. М.: Наука, 1973.

Триас Прикаспийской впадины и перспективы его нефтегазоносности. М.: Недра, 1982.

Шнейдер Г.Ф. Фауна остракод нижнетриасовых отложений Прикаспийской низменности // Геология и нефтегазоносность СССР. Туркменистан и Зап. Казахстан. Л.: Гостоптехиздат, 1960. С. 287–303. (Тр. компл. геол. экспедиции. АН СССР: Вып. 5).

Gudmundsson M.T., Thordarson T., Höskuldsson Á. et al. Ash generation and distribution from the April-May 2010 eruption of Eyjafjallajökull, Iceland // Sci. Rep. 2012. Vol. 2. N 572. P. 1–12.

Reichow M.K., Pringle M.S., Al'Mukhamedov A.I. et. al. The timing and extent of the eruption of the Siberian Traps large igneous province: Implications for the end-Permian environmental crisis // Earth and Planet. Sci. Lett. 2009. Vol. 277, Iss. 1–2. P. 9–20.

Saunders A., Reichow M. The Siberian Traps and the End-Permian mass extinction: a critical review // Chinese Sci. Bull. 2009. Vol. 54. P. 20–37.

Skorokhod A.I., Elansky N.F., Safronov A.N. et al. The impact of the April 2010 Eyjafjallajökull eruption on the atmosphere composition in Moscow // Volcanology and Seismology. 2016. Vol. 10, N 4. P. 263–274.

Статья поступила в редакцию 27.04.2022,
одобрена после рецензирования 08.06.2022,
принята к публикации 22.11.2022