

ПАЛЕОТРАВЕРТИНЫ И КВАЗИТРАВЕРТИНЫ МИНУСИНСКОГО ПРОГИБА (Западная Сибирь): СТРОЕНИЕ, СОСТАВ И СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Г.С. Федосеев^{1,2}, А.А. Воронцов^{3,4}, А.А. Орехов⁵

¹ Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

² Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия

³ Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Фаворского, 1а, Россия

⁴ Иркутский государственный университет, 664003, Иркутск, ул. К. Маркса, 1, Россия

⁵ Дальневосточный геологический институт ДВО РАН,
690022, Владивосток, просп. 100-летия Владивостока, 159, Россия

Детально изучен квазитравертин, впервые обнаруженный в Чебаково-Балахтинской впадине Минусинского прогиба (Республика Хакасия, Россия) и получивший свое название благодаря внешнему сходству с классическими ископаемыми травертинами (палеотравертинами). Он сложен тонким слоем между кровлей базальт-долеритового силла и вмещающими известковистыми алевролитами. Проведено детальное его изучение и сравнение с девонскими палеотравертинами, находящимися на удалении нескольких километров, указаны визуальные и петрогеохимические признаки их сходства и различия. Согласно модели авторов, формирование квазитравертина происходило в два этапа — седиментационный и гидротермально-метасоматический. На первом этапе образовались тонкослоистые известняки, находящиеся в тесной ассоциации с известковистыми алевролитами раннедевонской шунетской свиты, а на втором этапе они подверглись гидротермально-метасоматической проработке, которая сопровождалась попутным отложением кальцита, пренита и пиробитума (керита).

Палеотравертин, малоглубинные силлы, долерит, базальт, квазитравертин, спарит, пренит, керит, Минусинский прогиб.

FOSSIL TRAVERTINES AND QUASI-TRAVERTINE IN THE MINUSA BASIN (*West Siberia*): STRUCTURE, COMPOSITION, AND COMPARATIVE ANALYSIS

G.S. Fedoseev, A.A. Vorontsov, and A.A. Orekhov

We study a carbonate body looking like a classical fossil travertine which was discovered in the Chebak–Balakhta basin within the Minusa Trough Basin (Khakassia, Russia) and called *quasi-travertine*. It is a thin layer sandwiched between a basalt–dolerite sill and calcareous siltstone. Comprehensive studies of the quasi-travertine and its comparison with Devonian fossil travertines located a few kilometers away in terms of structure and composition have made the basis for its formation model. According to this model, the quasi-travertine has had a two-stage history: deposition and subsequent hydrothermal metasomatism. Laminated limestone coexisting with calcareous siltstone of the Early Devonian Shunet Formation formed during the first stage and then experienced hydrothermal metasomatism with precipitation of secondary calcite, prehnite, and pyrobitumen (kerite).

Fossil travertine, shallow sill, dolerite, basalt, quasi-travertine, sparite, prehnite, Minusa basin

ВВЕДЕНИЕ И ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ

Натечные образования, издавна привлекающие внимание исследователей, известны под названием травертинов (*lapis tiburtinus*) и палеотравертинов (*fossil travertines*). Они являются важным источником палеоэкологической и палеоклиматической информации при реконструкциях истории геологического развития, отражая современные или некогда существовавшие гидродинамические режимы и состав минералообразующих растворов [Folk, 1959; Байков и др., 1982; Chafetz, Folk, 1984; Chafetz et al., 1991; Pentecost, 2005]. Общеизвестно также их широкое применение в строительстве, сельском хозяйстве, декоративном искусстве и в других областях [Семенов, 1982, 2011; Guo, Riding, 1992; Freytet, Plet, 1996; Седлецкий и др., 2002; Лаврушин, 2006; Sierralta et al., 2010]. И, наконец, наличие палеотраверти-

нов иногда расценивается как один из признаков принадлежности захороненных базитовых пластовых тел к эффузивам [Охапкин, 1961]. В этом случае предполагается, что в травертиногенезе участвуют термальные углекислотные растворы, локально развитые в пределах вулканических полей и находящиеся в состоянии самоизлияния на палеоповерхность. Так, находки палеотравертинов в Чебаково-Балахтинской впадине считаются прямым указанием на наличие в нижнем девоне палеоповерхностей и налегания травертинов на эродированные лавовые потоки [Охапкин, 1961]. Однако, как показали наши исследования, известняковые образования, внешне похожие на классические травертины, встречаются не только среди вулканогенных пород, но также и в тесной ассоциации с интрузивными пластовыми залежами (силлами). Это создает существенные диагностические трудности в процессе полевых работ, осложняя отнесение пластовых базитовых магматитов к соответствующим фациальным категориям (либо к излившимся, либо к гипабиссальным).

С самого начала изучения Минусинского прогиба базитовые пластовые тела, участвующие в строении раннедевонских толщ, считались эффузивными образованиями, поскольку в них широко развиты миндалекаменные текстуры и гиалиновые структуры [Эдельштейн, 1932; Красильников и др., 1955; Шнейдер, Зубкус, 1962]. Однако уже в 40-х годах XX в. геологи К.В. Иванов, Е.Э. Разумовская и М.М. Грунин в своих фондовых работах высказались за возможное отнесение базитовых тел к силлам, предполагая «... широкое развитие на территории Минусинского межгорного прогиба пластовых залежей или силлов молодых постдевонских базальтов и полное отсутствие девонских базальтовых покровов» [Лучицкий, 1960, с. 85]. При этом статус «типичной интрузивной залежи» получило также сложенное оливиновыми долеритами и миндалекаменными базальтами пластовое тело [Лучицкий, 1960, с. 88], находящееся в северо-западном борту оз. Шунет и названное нами Верхнешунетским силлом. Это было подтверждено исследованиями последних лет, когда выделение базитовых силлов в Минусинском прогибе приобрело массовый характер [Пешехонов, 1988; Федосеев и др., 2001; Fedoseev, 2008; Воронцов, Федосеев, 2012]. Поэтому вопрос о происхождении карбонатных тонкослоистых корок, внешне похожих на палеотравертины и находящихся в тесной ассоциации с пластовыми интрузивными телами, приобретает принципиальное значение, представляя интерес минимум с двух точек зрения. Во-первых, факт их залегания на базальтах и долеритах (в том числе и на крупнолейстовых) позволяет воздерживаться от категорического заключения об эффузивном происхождении пластового базитового тела, а сам признак не может считаться различительным, так как в одинаковой степени присущ как эффузивным потокам, так и малоглубинным силлам. Кстати сказать, к признакам именно такого рода относятся стекловатые структуры, пузыристые и миндалекаменные текстуры, параллельно- и радиально-столбчатая отдельность и др. [Федосеев, 2001; Fedoseev, 2015]. Во-вторых, «бронирующее» положение корок по отношению к силлам стимулирует поиск наиболее правдоподобного механизма формирования тонкослоистой текстуры и крустификационной структуры в эндогенной обстановке, способствуя концентрации внимания не столько на внешнем сходстве квазитравертина и палеотравертинов, сколько на их отличительных признаках, полученных при детальном исследовании. Поскольку нами не обнаружено каких-либо следов эксгумации Верхнешунетского силла или нахождения его в древней коре выветривания, известняковый слой, найденный в верхнем экзоконтакте силла, назван квазитравертином.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В процессе сбора информации было проведено крупномасштабное геологическое и структурное картирование тех участков, на которых развиты базитовые пластовые тела с обнаженными верхними контактами. Содержания петрогенных элементов в породах определялись в Институте геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН рентгенофлуоресцентным методом на многоканальном спектрометре СРМ-25 по известной методике [Афонин и др., 1984]. Изучение шлифов и фотографирование микроструктур проведено в ИГМ СО РАН и ДВГИ ДВО РАН на микроскопах NIKON Eclipse LV100POL.

Редкие элементы определены методом ICP-MS в ЦКП ИНЦ СО РАН Байкальского аналитического центра на масс-спектрометре с высоким разрешением ELEMENT-2 Finnigan MAT (аналитики — к.ф.-м.н. Е.В. Смирнова и ведущий инженер Н.Н. Пахомова). Измерения проводились при стандартных операционных условиях для данного прибора: а) индуктивно связанная плазма, Вт (выходная мощность — 1350, отраженная мощность — < 4); б) расход аргона, л/мин (в распылителе — 0.8—0.95, плазмобразующего — 16, вспомогательного — 0.9—1.2); в) скорость подачи раствора (с подкачкой) — 0.8—1.0 мл/мин; г) распылитель — Meinhard; д) время, с (подвода образца — 60, регистрации спектра 100, промывки системы — 240); е) диапазон сканирования — 9-240 а.е.м.; ж) внутренний стандарт — 103 Rh 2.

Для нивелирования возможного матричного эффекта, учета нестабильности и/или флюктуаций сигнала в течение процедуры измерений спектров использован внутренний стандарт 103 Rh 2, который вводили в готовые к ICP-MS анализу растворы в концентрации 2 нг/мл. Для градуирования при расчетах

содержаний элемента в пробе употреблялись многоэлементные сертифицированные растворы CLMS-1, -2, -3, -4 (фирмы SPEX, USA).

Подготовку проб выполняли известным способом разложения проб в открытых системах смесью кислот ($\text{HF}/\text{HNO}_3/\text{HClO}_4$). Использовали реактивы: 60%-ю HNO_3 и 40%-ю HF квалификации «ос. ч.», очищенные методом суббойлинговой перегонки, 70%-ю HClO_4 марки «suprapur» (MERCK, Germany), а также деионизированную воду, очищенную с помощью установки Simplicity (Elix Millipor SA, France). Правильность и воспроизводимость анализа оценивали по аттестованному стандартному образцу GSR-6 (известняк, USA).

Определение элементов и качественного минерального состава карбонатолитов выполнено в лаборатории рентгеноспектральных методов анализа Аналитического центра ИГМ СО РАН на сканирующем электронном микроскопе Leo 1430 VP (производство фирмы Oxford) по стандартной методике (аналитик А.Т. Титов) и в лаборатории рентгеновских методов ДВГИ ДВО РАН на четырехканальном микроанализаторе JXA 8100 (производство компании JEOL) по стандартной методике (аналитик Н.И. Екимов) при ускоряющем напряжении 20 кВ и токе зонда 10 нА с применением энергодисперсионного спектрометра INCA-sight производства Oxford Instruments (Великобритания). Препараты напыляли тонким слоем углерода, использовали неразрушающий локальный метод (локальность 5—10 мкм) для качественного и количественного анализа состава вещества в ограниченном объеме с содержанием анализируемого вещества 0.01—100 мас %; пространственное разрешение изображений во вторичных и отраженных электронах (порядка 400 А).

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

Квазитравертин найден в кровле Верхнешунетского силла, который находится в пределах Красногорско-Матаракской площади, расположенной в юго-западной части Чебаково-Балахтинской впадины (ЧБВ) Минусинского прогиба (рис. 1, А, врезка). В геологическом строении ЧБВ принимают участие средненижнедевонские отложения, несогласно перекрывающие в разной степени метаморфизованные ранне-среднекембрийские известняки и прорывающие их гранитоиды тигертышского комплекса [Томашпольская, 1976; Парначев и др., 2009; Воронцов и др., 2013]. Базитовые силлы размещены среди раннедевонских отложений, представленных матаракской и шунетской свитами (см. рис. 1, А, Б).

Нижняя часть матаракской свиты сложена пирокластическими породами кремнекислого и среднего состава, а верхняя — терригенными отложениями с прослоями пепловых и кристаллолитокластических туфов аналогичного состава. В силлах, интрузирующих матаракскую свиту, имеются единичные ксенолиты раннепалеозойских среднезернистых гранодиоритов и деформированных слоистых известняков. Шунетская свита имеет монотонный известково-алевролитовый состав. В ее строении участвуют также редкие маломощные пласты терригенных пород: песчаников, алевролитов и мергелей (см. рис. 1, В). Среди алевролитов на разных уровнях встречаются маломощные прослои и линзы известняков, в которых найдены конодонты [Изох и др., 2011]. Залегаящая выше арамчакская свита сложена породами грубообломочной молассы: конгломератами и гравелитами с прослоями песчаников и алевролитов. Достоверных силлов в ней не установлено, однако их наличие в принципе не исключается. Геологический возраст долеритовых силлов досреднеэфельский, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст по валу укладывается в пределы от 389 ± 4 до 395 ± 2 млн лет [Fedoseev, 2008].

Необходимо отметить, что большинство пластовых базитовых тел, встреченных в пределах Минусинского прогиба, ранее относилось к поверхностной фации [Лучицкий, 1960; Шнейдер, Зубкус, 1962; Ковалев, 1980; Парначев и др., 2009]. Поэтому на смежных с Красногорско-Матаракской и удаленных от нее площадях были выделены уникальные свиты и толщи (тонская, марченгашская и др.), в которых базитовые эффузивы резко преобладали над осадочными и вулканогенно-осадочными породами. Такой подход является дискуссионным, поскольку корректность доказательства подобных литостратиграфических подразделений ставится под сомнение. Это связано с тем, что признаки выделения силлов из числа тел, относимых ранее к лавовым потокам и покровам, были пересмотрены. Причем на изученной нами площади это произошло в два этапа: сначала статус силлов получили отдельные фрагменты эффузивных тел [Пешехонов, 1988; Пешехонов, Макаренко, 1988], а позднее — все лавовые потоки и покровы с обнаженными контактами были отнесены к силлам [Краснов, Ратанов, 2000; Краснов, Федосеев, 2000; Воронцов, Федосеев, 2012]. Силлы на Красногорско-Матаракской площади группируются на Кузьме-Красногорском, Шунетском и Матаракском участках, располагаясь среди алевролитов, а также разнозернистых песчаников, содержащих прослои алевролитов и пирокластических пород [Федосеев, Матушкин, 2013]. Центральные части силлов сложены олигофировыми разностями долеритов, а эндоконтактовые — миндалекаменными базальтами. В фенокристаллах (5–15 об. %) находятся оливин, пироксен и плагиоклаз, относительные количества которых учтены при выделении разновидностей долеритов. Миндалины в базальтах выполнены преимущественно монокристаллическим или концен-

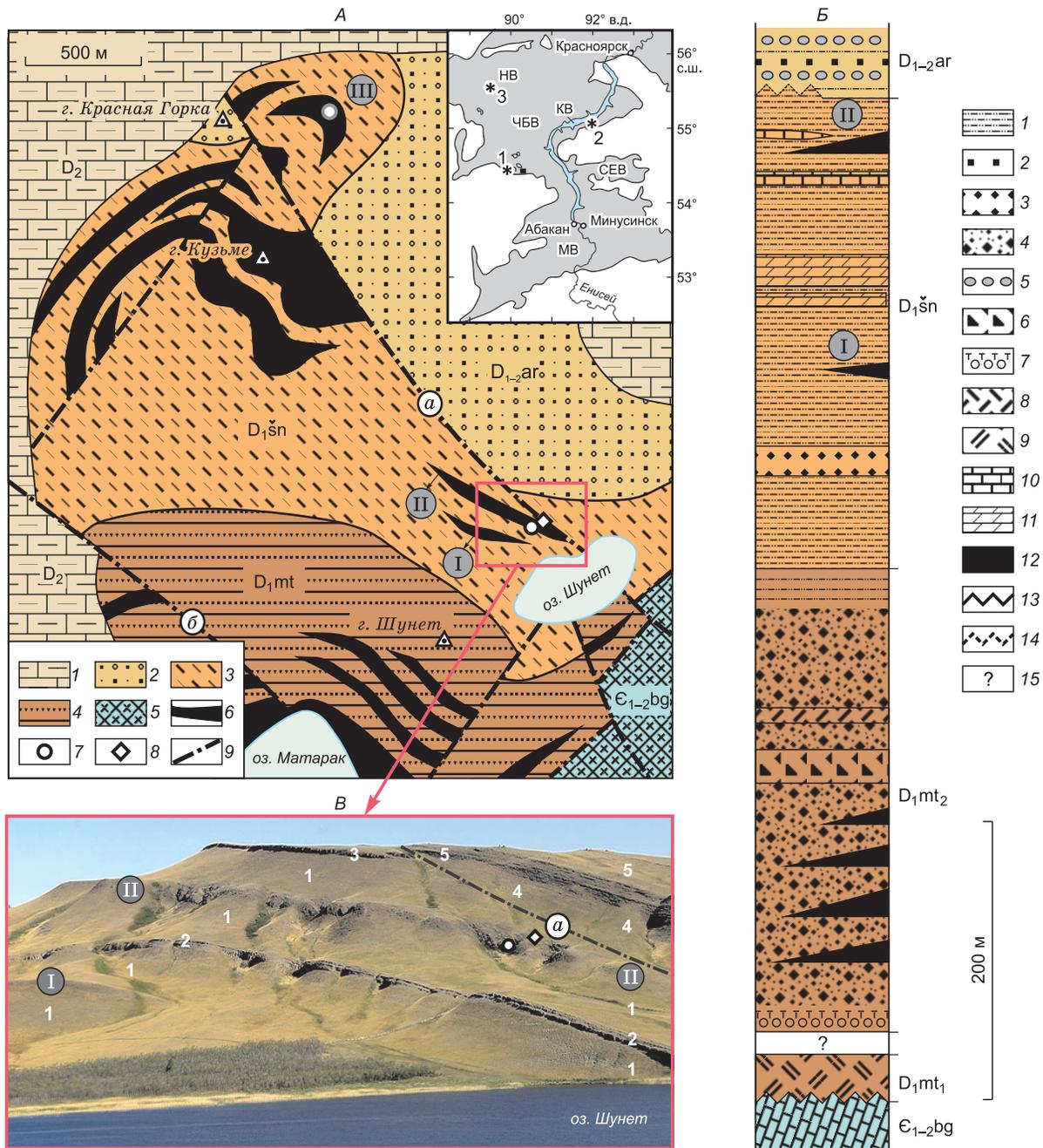


Рис. 1. Местоположение квазитравертина на Красногорско-Матаракской площади.

A — схема геологического строения, *B* — литологическая колонка с указанием уровней проявления долеритовых силлов кузьменского комплекса, *B* — обнажения силлов на Шунетском участке. Фото: Н.Ю. Матушкин.

A. 1—5 — отложения девонского осадочного бассейна: 1 — алевролиты, песчаники, известняки, D_2 ; 2 — конгломераты, гравелиты, песчаники и алевролиты (арамчакская свита, $D_{1-2}ar$); 3 — известковые алевролиты с прослоями и линзами известняков, доломитов и песчаников (шунетская, D_1sn); 4 — псаммиты и пирокластиты (матаракская, D_1mt); 5 — мраморизованные известняки (боградская, $\epsilon_{1-2}bg$). 6 — долеритовые силлы: I — Нижнешунетский, II — Верхнешунетский, III — Красногорский-2; 7, 8 — гидротермальные образования: 7 — пиробитум, 8 — квазитравертин. 9 — разломы: *a* — Красногорский, *b* — Матаракский. На врезке: КВ — Красноярское водохранилище; НВ, ЧБВ, СЕВ и МВ — Назаровская, Чебаково-Балахтинская, Сыдо-Ербинская и Минусинская впадины соответственно. Серое — силуро(?)-девонский Минусинский прогиб, белое — кембро-ордовикский фундамент. Черный прямоугольник — Красногорско-Матаракская площадь. Звездочки — палеотравертины: 1 — родничковские, 2 — сисимские, 3 — копейские.

B. 1—11 — осадочные и вулканогенно-осадочные породы: 1 — алевролиты, 2 — крупнозернистые песчаники и гравелиты, 3 — среднезернистые песчаники с доломитовым цементом, 4 — разнозернистые песчаники, 5 — конгломераты, 6 — диамиктитовые брекчии, 7 — туфоконгломераты, 8 — пепловые риолит-дацитовые туфы, 9 — кристаллолитокластические андезитовые туфы, 10 — известняки, 11 — доломиты; 12 — долериты; 13—14 — стратиграфические несогласия: 13 — полное, 14 — скрытое; 15 — задернованная часть разреза. Остальные усл. обозн. и раскраску свит см. на рис. 1, *A*.

B. 1—4 — отложения шунетской свиты: 1 — толща зеленовато-серых известковых алевролитов, 2 — слой мергелистых известняков, 3 — сероцветная пачка песчаников с прослоями и линзами алевролитов и известняков, 4 — эта же пачка в делювиальной осыпи; 5 — отложения арамчакской свиты: красноцветная толща конгломератов с прослоями песчаников, гравелитов и алевролитов. Остальные усл. обозн. см. на рис. 1, *A*.

трически-зональным кальцитом. Однако в подошвенной части Верхнешунетского силла были встречены миндалины (до 1 см в поперечнике) с пиробитумом, а в Красногорском-2 — крупные жёды с пиритом, кальцитом и пиробитумом из ряда керитов [Федосеев и др., 2001].

МЕСТОНАХОЖДЕНИЕ, СОСТАВ И СТРОЕНИЕ КВАЗИТРАВЕРТИНА

Квазитравертин, слагающий слой толщиной 4—6 см, обнаружен в кровле Верхнешунетского силла. Он располагается по границе базальтов и вмещающих его известковистых алевролитов. Нижний контакт, имеющий облекающий характер (рис. 2, А), достаточно резкий, а верхний фиксируется только в структурном элювии, поскольку алевролиты при выветривании полностью превращаются в мелкую щебенку и сыпучую известково-глинистую массу. По вывалам обломков и структурному элювию слой прослежен на расстояние 5.5 м. В начале этого интервала небольшой расчисткой вскрыт структурный элювий, из которого отобраны образцы *a–d* для дальнейшего исследования (см. рис. 2, Б). В некоторых из этих обломков содержатся фрагменты миндалекаменного базальта с извилистыми и плавными очертаниями. Визуально известняковые образования воспринимаются как строматолиты или травертины, так как обладают тонкой волнисто-слоистой текстурой, которая особенно четко проявляется на выветрелых поверхностях штуфов.

Квазитравертин состоит из известняка с криптокристаллической структурой и тонкослоистой текстурой (см. рис. 2, В, фрагмент 1). Его особенностью является повышенное содержание пелитового материала и локальное появление участков с некоторым укрупнением кальцитовых зерен. Дополнительными компонентами, участвующими в строении квазитравертина, являются участки с микритовым (< 0.005 мм) или спаритовым (0.01—0.02 мм) размером зерен кальцита (далее микрит и спарит соответственно). Спаритом сложены произвольно расположенные участки пятнистой или линзовидной формы, что, возможно, обусловлено собирательной перекристаллизацией, приводящей в конечном счете к ло-

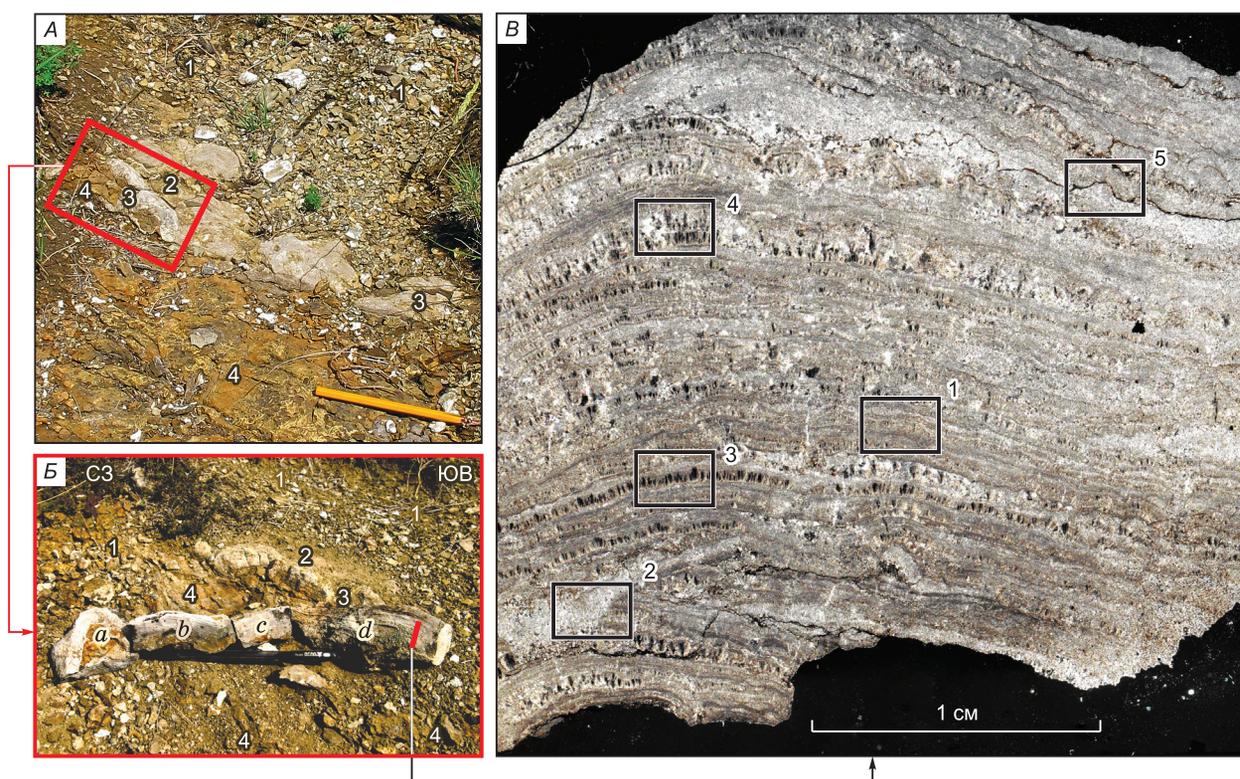


Рис. 2. Находки квазитравертина:

А — на контакте базальтов Верхнешунетского силла с известковыми алевролитами шунетской свиты, Б — в серии образцов (*a–d*) из делювия. Фото: Н.Ю. Матушкин; В — изображение шлифа в оптическом микроскопе (обр. *d*, шлиф Шн-1, николи скрещены). 1–5 — фрагменты с различной степенью спаритизации).

А и Б: 1 — алевролитовый делювий, 2 — алевролит, 3 — квазитравертин, 4 — миндалекаменный базальт. *a–d* — обломки квазитравертина из структурного элювия. Красной линией на обломке *d* (обр. Т-2) показан участок, из которого сделан шлиф.

В: 1 — частично перекристаллизованный микрит, 2 — спаритовая «микрожилка», срезающая слоистость под косым углом, 3 — незаконномерные единичные кальцитовые веерообразные сростки, 4 — кристаллобластовые кальцитовые щетки, 5 — стилолитоподобные оксидные пленки. Поляроиды скрещены.

кальному образованию микрогранобластовых и крустиформных структур [Дымков, 1973]. При этом обращает на себя внимание резко секущий характер спарита по отношению к первичной слоистости (см. рис. 2, *В*, фрагмент 2). Результатом дальнейшего развития процесса перекристаллизации является образование более сложных сочетаний кальцитовых сближенных и сдвоенных щеток в спарите (фрагмен-

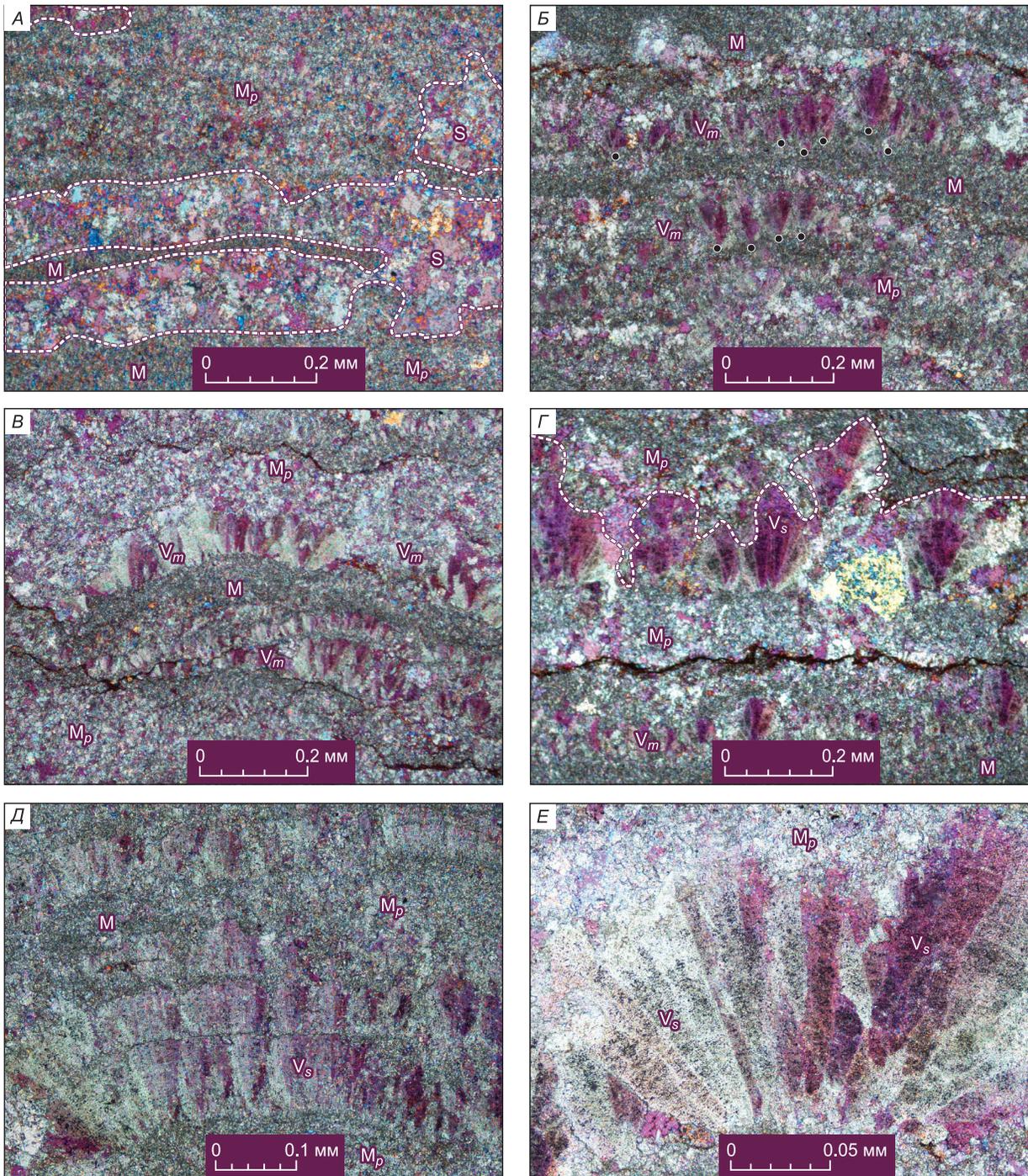


Рис. 3. Характер перекристаллизации в кварцитах (шл. Т-1, Т-2, Т-3)

А — соотношение микролита и участков избирательной перекристаллизации (шл. Т-3), *Б* — веерообразные кристаллобласты спаритового размера и начальные центры их роста (черные точки, шл. Т-3); *В* — агрегаты вееров в подошве слоев перекристаллизованного микролита (шл. Т-3); *Г* — сложная конфигурация верхней границы агрегата вееров спаритового размера (шл. Т-1); *Д* — прорастание спаритовыми веерами нескольких слоев микролита (шл. Т-2); *Е* — осветление краевых частей кальцитовых кристаллобластов в полусферолите (Т-1). М — микролит, М_р — частично перекристаллизованный микролит, S — спарит, S_в — спарит с кальцитовыми веерами и их агрегатами, V_м — веера и щетки микролитовых размеров, V_с — веера и щетки спаритовых размеров. Поляроиды скрещены, вставлена кварцевая пластинка.

ты 3–4). Немногочисленные субгоризонтальные стилолитоподобные отслоения подчеркиваются оксидными пленками, которые в шлифах имеют вид непрозрачных извилистых линий (фрагмент 5). Эти пленки часто служат своеобразным барьером для роста как спаритов, так и кальцитовых щеток.

Изучение шлифов квазитравертина при больших увеличениях позволяет установить дополнительные детали процесса перекристаллизации (рис. 3). Послойно-пятнистая форма спаритовых участков и перемигчек между слоями становится более отчетливой, что указывает на вторичный характер образования более крупных гранобластовых зерен (см. рис. 3, А). Об этом же свидетельствуют реликты микритовых слоев внутри спаритовых пятен. Повсеместно встречаются зародыши веерообразных сростков более крупных кристаллов. Ансамбли таких сростков в массовом количестве приурочены к спаритовым участкам и сохраняют преимущественно ортогональную ориентировку удлинённых кристаллов кальцита по отношению к слоистости (см. рис. 3, Б). В равной степени это относится и к спаритовым участкам (см. рис. 3, В).

Иногда все спаритовые новообразования — от единичных изометрических кристаллов и вееров до слабоструктурированных щеток — проявляются совместно (см. рис. 3, Г). В последнем случае верхняя граница агрегата вееров имеет сложную конфигурацию, обусловленную, судя по всему, только гранобластезом. В толстых слоях (0.3–0.4 мм) кальцитовые щетки занимают до половины объема, а в тонких (< 0.15 мм) — практически весь объем, при этом границы слоев не являются препятствием для сквозного роста отдельных сферокристаллов или полусферолитов, являющихся дальнейшим развитием вееров (см. рис. 3, Д). В наиболее совершенных полусферолитах кальцита появляются прозрачные зоны самоочистения, тяготеющие к периферии кристаллических индивидов (см. рис. 3, Е).

СРАВНЕНИЕ КВАЗИТРАВЕРТИНА И ПАЛЕОТРАВЕРТИНА

Раннедевонские палеотравертины в Минусинском прогибе впервые описаны Н.А. Охупкиным [1961]. Позднее они были обнаружены в правом борту Сисимского залива (сисимский палеотравертин) и возле ключа Родничок, на юго-западном побережье оз. Иткуль (родничковый палеотравертин) [Федосеев и др., 2013]. Однако находка внешне аналогичного квазитравертина в контакте с базитовым силлом указывает на то, что разнообразие тонкослоистых известняковых образований в Минусинском прогибе не исчерпывается примерами классического травертиногенеза. Именно поэтому, как отмечено выше, найденная порода была названа квазитравертином, что обязывает говорить не только о признаках сходства, но и о признаках отличия его от известных в регионе палеотравертинов. Для сравнения выбран родничковый палеотравертин, находящийся всего в 10 км от места находки квазитравертина (см. рис. 1, врезка). Так, в приполированных штуфах палеотравертин отличается от белого квазитравертина темносерой окраской, а в шлифах — слабым светло-коричневым оттенком. Слоистость у палеотравертина менее четкая, текстура комковатая, структура криптокристаллическая, не несущая признаков перекристаллизации карбоната.

От палеотравертина квазитравертин отличается пониженными содержаниями Si, Fe⁺², Ge, Zn (в 4–5 раз); Fe⁺³, Zr, U, V, Be (в 2–3 раза) и Mg (в 1.5 раза). В повышенных количествах в них присутствуют Na, Nb и легкие лантаноиды, а концентрации стронция и бария превышают палеотравертиновые в 5–7 и в 5–6 раз соответственно (табл. 1).

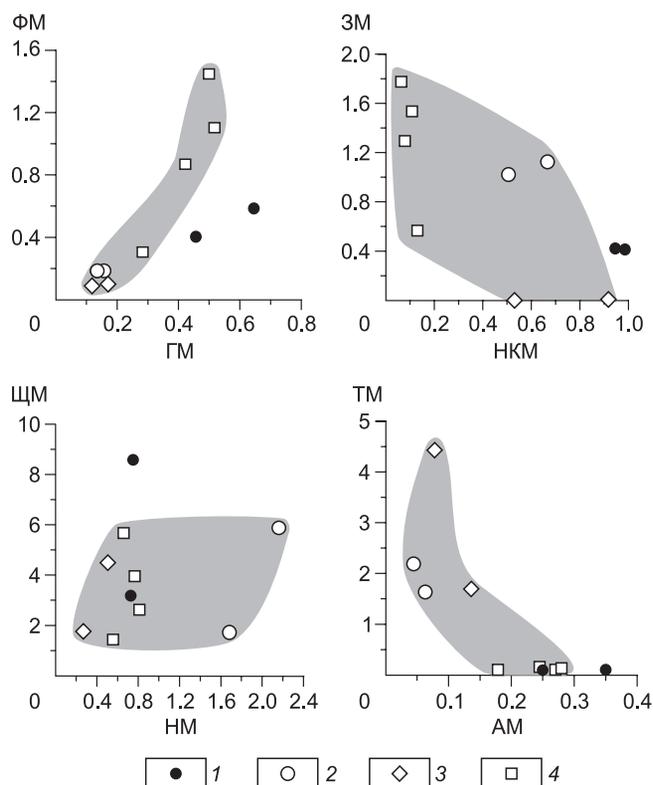


Рис. 4. Положение фигуративных точек квазитравертина и палеотравертинов на литохимических диаграммах.

1 — квазитравертины; 2–4 — палеотравертины: 2 — родничковые, 3 — сисимские, 4 — копьевские [Федосеев и др., 2013]. Литохимические модули: ФМ — фемический ($\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO} + \text{MgO}$)/ SiO_2 , ГМ — гидролизатный ($\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO}$)/ SiO_2 , 3М — закисный ($\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$), нормированной щелочности НКМ = $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$, ЩМ — щелочной $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$, НМ — натриевый $\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$, ТМ — титановый $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, АМ — алюмокремниевый $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$. Серое — поля нижнедевонских палеотравертинов [Юдович, Кетрис, 2000].

Таблица 1. **Содержания петрогенных (мас %) и редких элементов (г/т) в квазитравертине, палеотравертине и известняке**

Компонент	Квазитравертин		Травертин		Известняк	
	Шн-1	Шн-2	М-3	Рд-2	Коп 3/14	Рб-1
SiO ₂	4.81	3.45	21.32	18.94	27.25	9.86
TiO ₂	0.07	0.06	0.04	0.03	0.10	0.10
Al ₂ O ₃	1.21	1.21	0.82	1.09	3.07	3.10
Fe ₂ O ₃	0.36	0.38	0.7	0.64	0.49	0.37
FeO	0.15	0.16	0.8	0.66	0.65	0.31
MnO	0.42	0.42	0.36	0.59	0.22	0.38
MgO	1.07	1.07	1.58	1.45	4.68	1.585
CaO	50.17	53.45	40.96	41.69	33.44	45.52
Na ₂ O	0.9	1.03	0.47	0.35	0.20	1.91
K ₂ O	0.28	0.12	0.08	0.2	0.13	0.1
P ₂ O ₅	0.02	0.02	0.07	0.07	0.07	0.04
П.п.п.	39.92	37.62	32.99	34.36	29.91	36.88
La	20	18	9	13	12	15
Ce	42	33	23	29	21	23
Pr	4.6	3.9	2.4	2.9	2.3	2.7
Nd	19	15	11	13	9	11
Sm	3.2	2.2	2.2	2.5	1.6	1.8
Eu	0.69	0.47	0.58	0.86	0.38	0.65
Gd	3.4	2.4	2.3	2.6	1.6	1.8
Tb	0.51	0.31	0.34	0.36	0.20	0.21
Dy	3.27	2.00	2.29	2.33	1.36	1.15
Ho	0.69	0.42	0.49	0.45	0.25	0.21
Er	2.14	1.26	1.54	1.47	0.76	0.63
Tm	0.32	0.18	0.23	0.20	0.10	0.09
Yb	2.20	1.29	1.59	1.49	0.68	0.64
Lu	0.35	0.21	0.25	0.22	0.11	0.10
Be	0.29	0.20	0.47	0.52	0.52	0.37
V	19	18	43	68	61	13
Sr	2630	2517	511	342	340	1014
Y	17	9	13	13	7	6
Zr	9	4	20	21	79	31
Nb	1.8	1.5	1.0	0.8	3.6	2.0
Ba	297	265	45	50	100	54
Hf	0.24	0.12	0.26	0.36	1.89	0.74
Ta	0.08	0.09	0.07	0.03	0.41	0.11
Th	3.01	1.58	2.59	1.50	1.28	1.00
U	1.59	1.94	9.00	4.20	3.33	0.58
Cr	2.8	7.8	2.2	4.5	15.0	8.8
Rb	3.9	1.5	0.9	4.6	3.5	2.4
Zn	6	4	18	26	24	6
Mo	1.0	0.6	5.3	0.6	0.2	0.1
Co	6.6	5.5	9.3	6.6	7.5	7.6
Cu	6.3	5.5	6.2	7.4	5.6	25.0
Ga	1.2	0.8	1.2	1.9	3.0	3.1
Ge	0.18	0.14	0.76	0.76	0.64	0.22
Sn	0.12	0.02	0.11	0.19	0.43	0.14
Pb	1.6	0.9	4.1	0.9	1.5	0.8

Примечание. Места отбора проб: Шн-1, Шн-2 – кровля Верхнешунетского силла; М-3, Рд-2 – район Родничка; Коп 3/14 – район п. Копьево, Рб-1 – кровля силла Матаракский-2.

На литохимических диаграммах ФМ–ГМ и ЗМ–НКМ (рис. 4) фигуративные точки квазитравертина на уверенно дистанцируются от поля родничкового и сисимского палеотравертинов [Федосеев и др., 2013]. В меньшей степени эта особенность проявлена на диаграммах ЩМ–НМ и ТМ–АМ (см. рис. 4). При этом литохимические модули для квазитравертинов по существу отражают шестественные особенности известняка, за счет которых они образовались. Так, высокие значения гидролизатного модуля находятся в соответствии с повышенным содержанием глинистого материала в исходных известняках, что также согласуется с терригенной природой известковистых алевролитов и свидетельствует об интенсивном поступлении в палеобассейн продуктов разрушения коры выветривания. Более того, низкие значения закисного модуля говорят об окислительной обстановке осадконакопления, а сравнительно высокие величины НКМ указывают на возможное присутствие в глинистом материале тонкодисперсной вулканогенной примеси [Юдович, Кетрис, 2000].

В связи с этим здесь уместно было бы обратиться к сопоставлению квазитравертина с исходным материалом. Однако ни в структурном элювии, ни среди делювия авторами не удалось обнаружить известняк, не затронутый перекристаллизацией. Не исключено, что причиной этому послужили небольшие размеры изученного слоя, преобразованного в данном случае на всю толщину. Поэтому для предварительного сравнения были отобраны известняки из контактовых зон других силлов, принадлежащих этому же магматическому комплексу, но находящихся в верхней части матаракской свиты. О мергелистости этих известняков свидетельствуют повышенные содержания кремния и алюминия, предполагаемый вынос которых вполне мог восполняться кальцием. Анализ табл. 1 показывает, что по большинству элементов между квазитравертином и известняком нет четких различий. В квазитравертине отмечены лишь повышенные содержания селена, иттрия и молибдена при пониженных содержаниях закисного железа и гафния. Обращают на себя внимание более высокие концентрации стронция и бария в квазитравертине, а также характер спектров РЗЭ (рис. 5). По конфигурации спектры квазитравертина и известняка практически одинаковы, а различие состоит в том, что первый оказывается более насыщенным тяжелыми лантаноидами. Однако трудно объяснимым остается практически полное совмещение их спектров. При этом по характеру спектров РЗЭ, нормированных по хондриту, как квазитравертин, так и палеотравертин резко отличаются от молодых травертинов других районов, приближаясь к породам метаморфизованного фундамента [Uysal et al., 2007, 2009].

Внешнее сходство квазитравертина и палеотравертина обусловлено тем, что минеральной их основой являются кальцит и в меньшей степени кремнезем. А различаются они тем, что в квазитравертине кроме этих минералов дополнительно установлен только аутигенный доломит, а в палеотравертине — аутигенный Са-сидерит и аллотигенные альбит, барит и фторапатит (табл. 2, 3). Как показывает сравнение этих таблиц, стронцийсодержащие барит и кальцит имеются только в квазитравертине, тогда как содержания стронция и бария в палеотравертине оказались ниже точности их обнаружения. Кальцит в палеотравертине, в дополнение к Mn и Mg, содержит Si, Fe и S, причем совместное нахождение железа и серы указывает на присутствие пирита и халькопирита. В обеих породах отмечены фосфор и сера, но проявлены они по-разному: в квазитравертине, как показало изучение на электронном микроскопе, фосфор находится в обломочном фторапатите, а в палеотравертине, возможно, в тонкодисперсном виде, так как минеральную форму его установить не удалось. Соответственно различно и окислительно-восста-

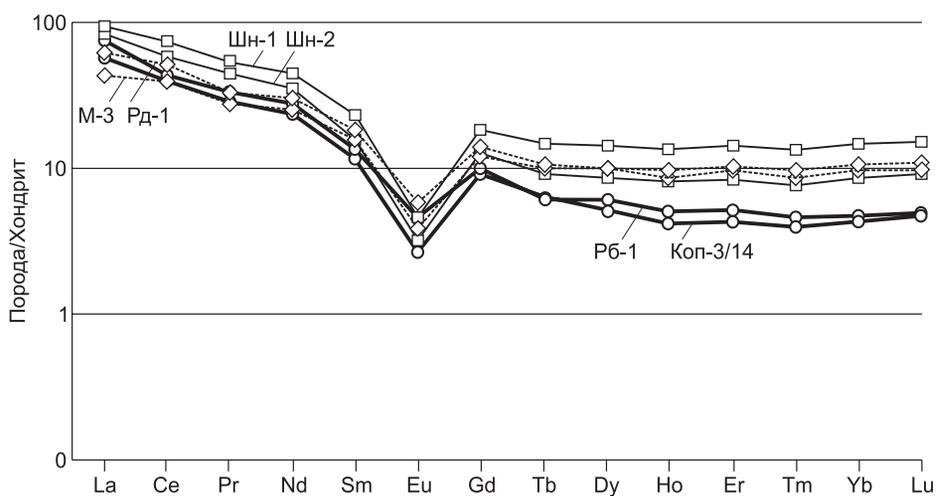


Рис. 5. Спектры РЗЭ мергелистого известняка (Рб-1, Коп 3/14), палеотравертина (М-3, Рд-2) и квазитравертина (Шн-1, Шн-2).

Таблица 2. Содержание петрогенных элементов в минералах квазитравертина (мас. %)

№ на рис. 5	Кальцит			
	CaO	MnO	MgO	SrO
2	54.95	0.94	—	0.59
4	55.26	—	0.50	0.41
5	54.25	1.23	—	0.46
6	54.35	1.05	0.30	0.78
7	54.56	—	0.48	—
8	53.64	1.19	—	0.57
10	52.77	1.34	—	1.09
11	54.62	0.28	0.40	—
13	54.55	1.42	0.35	0.35
14	54.28	1.45	—	0.54
15	55.27	—	—	—
16	54.38	0.76	—	0.54
17	54.94	0.40	—	—
22	54.81	0.99	—	0.45
23	54.77	0.99	—	0.26
24	55.54	0.97	—	0.89
25	55.58	—	0.40	0.31
26	54.39	0.90	—	—
27 ¹⁾	54.66	—	0.53	—
28	55.47	—	0.46	—
	Са-сидерит			
	FeO	CaO	SiO ₂	Al ₂ O ₃
SP3 ²⁾	53.45	14.19	13.90	1.31
	Фторопапатит			
	CaO	P ₂ O ₅	F	Cl
SP2 ³⁾	54.42	43.46	3.62	0.28
	Альбит			
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Na ₂ O	CaO
19	65.82	19.49	11.20	0.91
20 ⁴⁾	66.91	20.03	10.26	0.57
	Кремнезем			
	SiO ₂	CaO		
1	98.44	0.70		
3	98.97	1.09		
18	94.59	2.78		
21	97.17	2.43		
	Барит			
	BaO	SO ₂	CaO	SrO
9	60.64	28.49	2.35	2.83
12	49.15	28.05	6.24	8.88
SP-1	49.82	23.36	12.69	2.71

Примечание. Прочие элементы: ¹⁾ SiO₂ — 0.83; Al₂O₃ — 0.31. ²⁾ SiO₂ — 2.05; Al₂O₃ — 0.48. ³⁾ SiO₂ — 0.81; FeO — 0.32. ⁴⁾ MgO — 0.71. Прочерк — не обнаружено. Образец Т-2.

Таблица 3. Содержания петрогенных элементов (г/т) в минералах палеотравертина (мас. %)

№ на рис. 7	Кальцит					
	CaO	MnO	MgO	FeO	SO ₂	SiO ₂
1	49.08	1.59	0.60	0.62	—	—
2 ¹⁾	50.29	0.45	1.09	1.63	0.22	1.67
3 ²⁾	47.90	0.53	2.44	2.73	0.20	3.38
4	50.01	0.43	0.85	0.60	0.16	1.43
5	48.34	1.21	0.68	0.51	—	0.28
7	49.59	0.44	1.62	0.77	0.30	0.49
8	51.69	0.50	1.08	0.60	0.18	0.17
9	50.00	1.74	0.46	0.40	—	—
10	52.00	0.85	0.17	—	—	—
11 ³⁾	49.22	0.57	1.84	0.81	0.22	1.20
12	47.50	0.37	2.22	0.78	0.18	—
13	45.62	0.34	2.50	0.67	0.12	0.21
14	48.27	0.45	0.76	0.55	0.14	0.21
15 ⁴⁾	50.88	0.37	0.90	0.44	0.24	2.67
16	51.50	1.41	0.43	0.94	—	—
17	53.29	0.59	0.35	—	—	0.15
18 ⁵⁾	49.83	0.66	2.75	0.82	0.24	0.77
19	52.35	0.48	0.25	0.39	0.32	0.39
21	48.94	0.50	1.77	0.51	0.26	0.19
24 ⁶⁾	46.01	0.46	0.50	0.69	0.18	2.33
25 ⁷⁾	42.21	0.53	2.54	0.73	0.16	13.71
26	47.05	0.45	3.42	0.78	—	0.36
28 ⁸⁾	46.06	0.49	2.87	0.48	0.20	4.06
32 ⁹⁾	36.11	0.25	2.19	1.16	—	17.03
34 ¹⁰⁾	38.65	0.45	1.92	1.36	0.14	6.31
36	40.29	0.52	4.48	0.89	—	—
	Доломит					
	CaO	MnO	MgO	FeO		
6	33.27	0.40	17.39	4.41		
	Кремнезем					
	SiO ₂	CaO	Al ₂ O ₃	MgO	Fe ₂ O ₃	K ₂ O
20	96.81	—	0.73	—	—	—
22	92.30	0.21	0.86	—	—	0.25
23	88.06	0.94	0.65	0.15	—	0.12
27	78.20	0.20	1.00	0.40	0.83	—
29	93.00	0.25	0.81	0.13	—	0.12
30	92.75	0.21	0.92	—	—	0.24
31	89.62	—	0.40	—	—	—
33	76.98	0.18	0.90	0.23	0.67	—
35	67.34	0.29	3.49	0.65	1.34	0.93

Примечание. Прочие элементы: ¹⁾ Al₂O₃ — 0.84. ²⁾ Al₂O₃ — 1.44. ³⁾ Al₂O₃ — 0.35. ⁴⁾ Al₂O₃ — 0.15. ⁵⁾ Cl — 0.1. ⁶⁾ Al₂O₃ — 0.75; TiO₂ — 0.30; P₂O₅ — 0.84. ⁷⁾ Al₂O₃ — 0.15. ⁸⁾ Al₂O₃ — 0.17. ⁹⁾ Al₂O₃ — 0.77. ¹⁰⁾ Al₂O₃ — 1.29; K₂O — 0.21. Образец М-3. Остальные обозначения см. табл. 2.

новительное состояние серы: в первом случае она сульфатная (барит), во втором — сульфидная (пирит, халькопирит).

Квазитравертин и палеотравертин различаются также по характеру миндалекаменности: в первом она устанавливается только с помощью электронного микроскопа, а во втором видна уже при микроскопическом изучении (рис. 6, 7). Размеры микроминдалин в квазитравертине и палеотравертине укла-

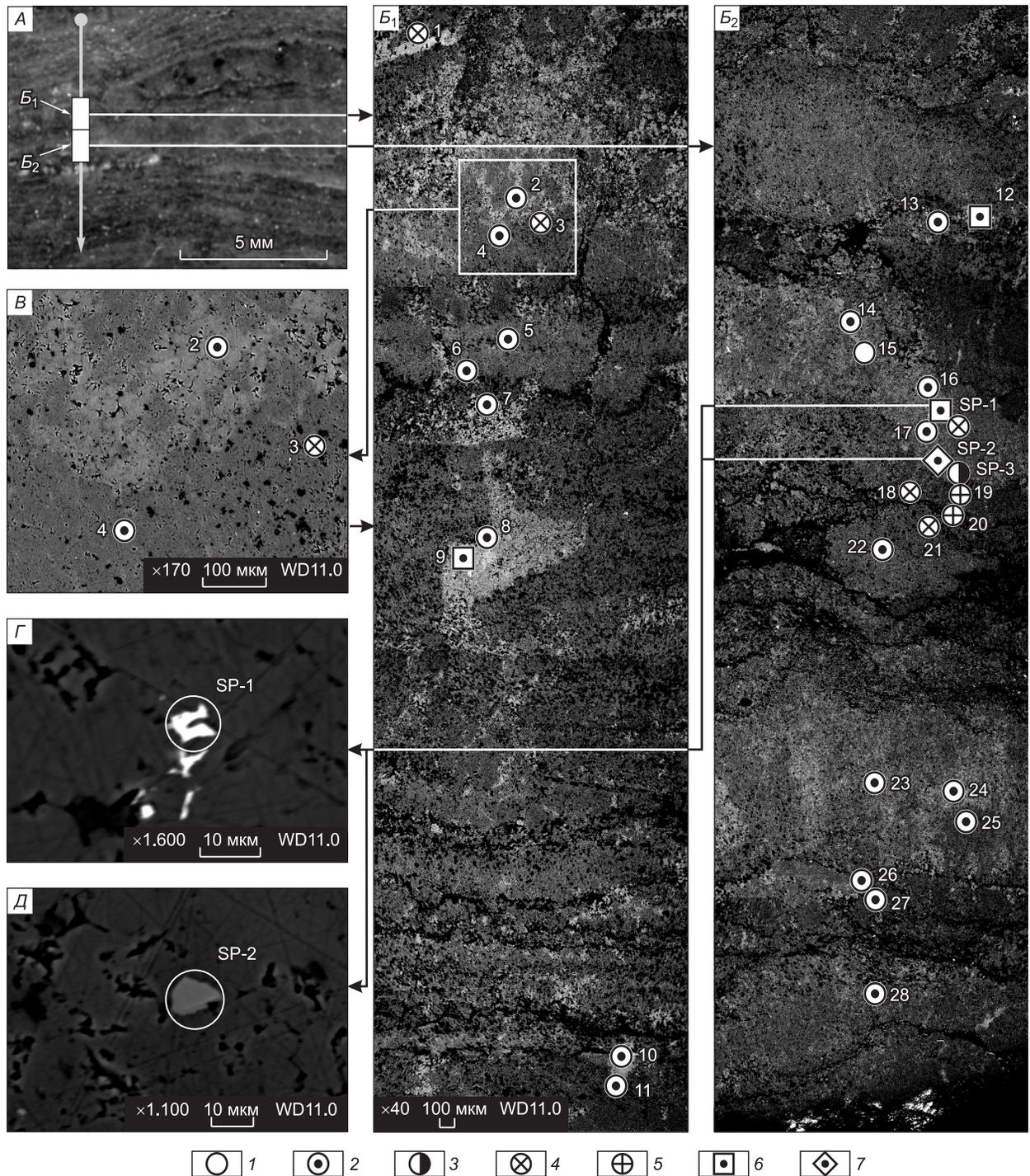


Рис. 6. Расположение точек определения состава на изображениях квазитравертина в обратнорассеянных электронах (обр. Т-2)

1—4 — кальцит: 1 — чистый, 2 — с Sr (\pm Mn, \pm Mg), 3 — с Mn, 4 — с Mg (\pm Mn); 5 — кремнезем с Ca; 6 — альбит; 7 — барит; 8 — Ca-сидерит; 9 — фторапатит. А — положение профиля и лент B_1 и B_2 на препарате. В—Д — крупномасштабные фрагменты: В — микрит с Mn (2), SiO_2 (3) и Mg (4); Г — барит (белое, точка SP-1) и кремнезем (черное) в микрите (темно-серое); Д — обломок фторапатита (серое, точка SP-2) в микрите (темно-серое).

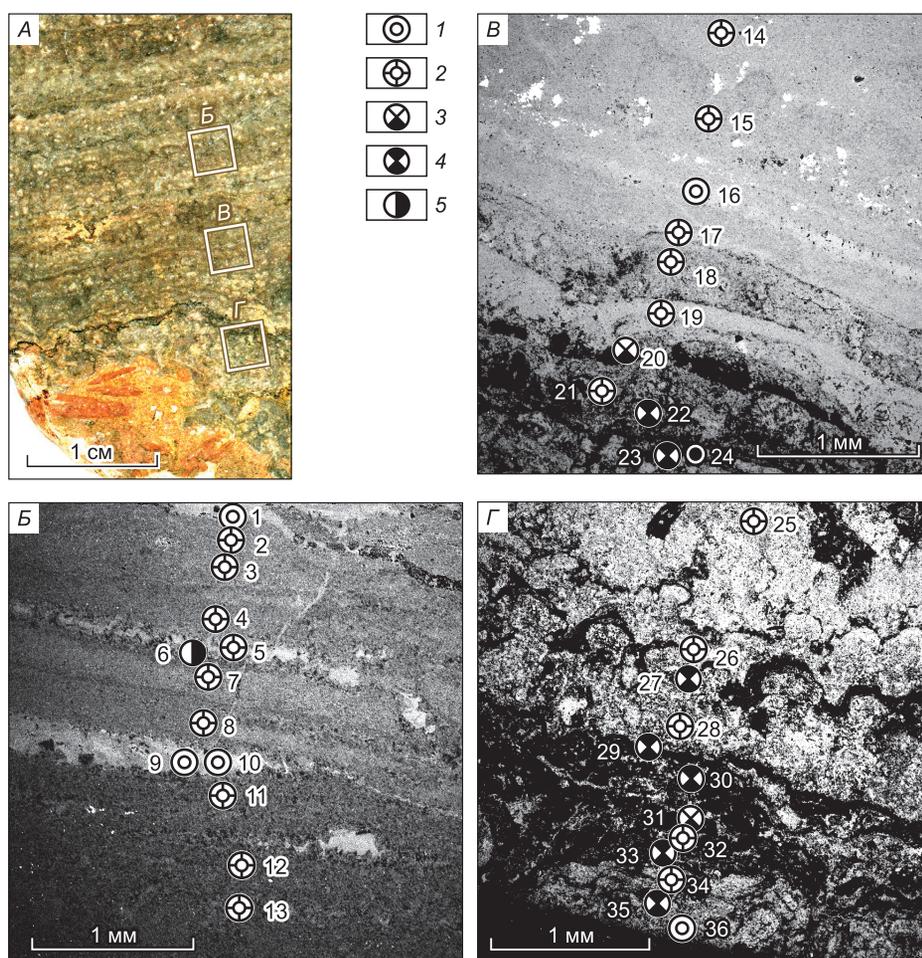


Рис. 7. Расположение точек определения состава на изображениях палеотравертина в обратнорассеянных электронах (обр. М-3)

1 — кальцит с Mn, Mg (\pm Fe); 2 — кальцит с Mn, Mg, Fe (\pm S, Si); 3 — кремнезем с Al; 4 — кремнезем с Al, Ca (\pm Mg, Fe, K); 5 — доломит. А — расположение сканированных участков Б–Г.

дываются в пределы 10—20 мкм и 0.1—0.5 мм соответственно. В обеих породах все разноразмерные микроминдалины имеют причудливые очертания и повсеместно выполнены аморфным кремнеземом, который в квазитравертине содержит кальций, тогда как в кремнеземе палеотравертина присутствуют Al, Fe и K (см. табл. 2, 3).

И, наконец, еще одно отличие, касающееся текстурных особенностей. В квазитравертине текстуры сравнительно однородны и распределение микроминдалинов более или менее однородное (см. рис. 6, Б₁, Б₂). В палеотравертине микроминдалины распределены неравномерно: на отдельных участках их содержание меняется от долей процента (см. рис. 7, В) до нескольких процентов (В, Г). Соответственно изменяются и размеры микроминдалинов, при этом комковатая текстура палеотравертина проявляется более четко.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Следует отметить, что сопоставляемые квазитравертин и палеотравертин разобщены в пространстве не только по латерали (см. рис. 1, А, врезка), но и в разрезе: первый находится в средней части нижнедевонского разреза (внутри шунетской свиты), а второй — в нижней (внутри матаракской свиты) (см. рис. 1, В). Более того, в квазитравертине произошла собирательная перекристаллизация с образованием микрогранобластовой структуры и крустиформной текстуры, а в палеотравертине нет даже признаков катагенетических преобразований, поэтому криптозернистая структура и комковато-стустковая текстура могли сохраниться в них в минимально измененном виде. Имеются существенные различия по

размеру микроминдалин и по степени насыщенности дополнительными элементами в заполняющем их кремнеземе. Различен также и состав аллотигенных компонентов: в квазитравертине — это фторапатит и барит (см. рис. 5, Г, Д), а в палеотравертине — алюмосиликатный обломочный материал и тонкий растительный детрит [Федосеев и др., 2013]. Примечательно, что концентрация Sr в квазитравертине в несколько раз превышает таковую в родничковом палеотравертине. Вообще говоря, ранее на концентрации стронция в травертинах особого внимания не обращалось [Логачев и др., 1998]. Поэтому стронцийсодержащие травертины, обнаруженные в рифтовом грабене Руква (Танзания), недалеко от массива щелочных пород Панда Хилл, были квалифицированы как далеко неординарное явление в травертиногенезе [Писарский и др., 1998]. Они находятся в непосредственной близости от влк. Олдоиньо-Ленгаи, извергнувшего уникальные карбонатитовые лавы. Отличительной особенностью этих травертинов является разнообразие окрасок в коричневых тонах, присутствие стронцианита, арагонита и высокомагнезильного кальцита. При этом формирование травертинов связывалось не с деятельностью вулканической постройки, а с «новейшим щелочным магматизмом» [Воробьев, Конев, 1998, с. 128]. Применительно к обсуждаемой нами проблеме (в плане прямого сравнения шунетского квазитравертина и родничкового палеотравертина) это наводит на мысль о связи преобразований в квазитравертине с действием эксгальций, генерируемых субщелочной базитовой магмой, из которой сформировались интрузивные тела кузьменского комплекса, в том числе и Верхнешунетского силла. В известной степени это согласуется с обобщенными данными, свидетельствующими о более предпочтительном накоплении стронция в термогенных травертинах (> 2930 г/т) по сравнению с метеогенными (14 000 г/т); это же относится и к барию — 1 000 и $> 32 000$ г/т соответственно [Pentecost, 2005].

О метаморфогенном преобразовании квазитравертина свидетельствуют: а) возникновение спаритовых перемычек между слоями микрита и преимущественно пятнистый характер спаритизации, б) присутствие в спарите произвольно ориентированных вееров и фрагментов кальцитовых щеток, в) сквозной рост отдельных полусферолитов через несколько слоев микрита, г) ограничение областей образования спарита и щеток субгоризонтальными стилолитоподобными плоскостями. Такой интенсивный и разнообразный кристаллобластез не может иметь катагенетическую природу, поскольку это не увязывается с крайне низкой степенью литификации и отсутствием признаков диагенеза во вмещающих алевролитах. Поэтому в качестве единственного источника тепла и флюидов можно рассматривать только Верхнешунетский силл, а картину трансформации исходного известняка представить в следующем виде. На начальной стадии в нем развиваются единичные или сериальные слои спарита, зерна кальцита в которых увеличиваются в 2—4 раза по сравнению с микритовыми. На продолжении этих слоев и/или внутри них появляются кальцитовые двойникованные кристаллобласты, напоминающие в шлифах либо «булавовидные» [Freytet, Plet, 1996], либо веероподобные (см. рис. 3, Б, Г) сростания, которые при массовом их развитии образуют цепочечные агрегаты. Дальнейшее увеличение количества «вееров» приводит к формированию кальцитовых щеток, которые повышают контрастность первичной слоистости известняка. Таким образом, явления перекристаллизации в квазитравертине подчеркивают мельчайшие детали внутреннего строения исходного тонкослоистого известняка. Ничего подобного не наблюдается при микроскопическом изучении родничкового палеотравертина.

В основе гипотезы о происхождении квазитравертина лежит вывод авторов о том, что в раннедевонское время кровля долеритового силла, внедрившегося в алевролиты, находилась в эндогенных условиях, т.е. не была палеоповерхностью. При этом утверждается, что в окончательном виде квазитравертин сформировался в результате перекристаллизации сингенетичных с алевролитом известняков при тепловом воздействии силла и участии гидротермальных растворов. Это подтверждается наличием кальцита и керита в миндалинах Верхнешунетского силла, а также заполнением крупных газовых полостей пренитом, кальцитом и керитом в силле Красногорский-2 [Федосеев и др., 2001; Меленевский и др., 2003; Fedoseev, 2008]. Заполненные керитом газовые пузырьки в базальтах и долеритах являются очевидным следствием миграции углеводородов и их созревания до консистенции твердого асфальтена — керита*.

Кстати говоря, на изученной территории пиробитум в качестве заполнителя миндалин и жил в базальтах и долеритах не является редкостью: впервые он найден в районе дер. Туим [Аршинов, 1914], позднее обнаружен в долине р. Сохочул [Баженов и др., 1992] и в районе Красной Горки [Федосеев и др., 2001], а также, как отмечено выше, установлен нами в миндалинах нижнего эндоконтакта Верхнешунетского силла.

* Заметим, что юго-западнее пос. Ши́ра, возле оз. Мельничное рядом исследователей описана трещинная залежь вязкого битума и перекрывающая ее твердобитумная корка, которые ошибочно были приняты за естественные проявления нафтидов [Серебренникова и др., 2002, 2003; Ву Ван Хай, Серебренникова, 2012]. С этим, конечно, трудно согласиться, тем более, что техногенная природа битума была убедительно доказана специальными аналитическими исследованиями [Макаренко и др., 2013].

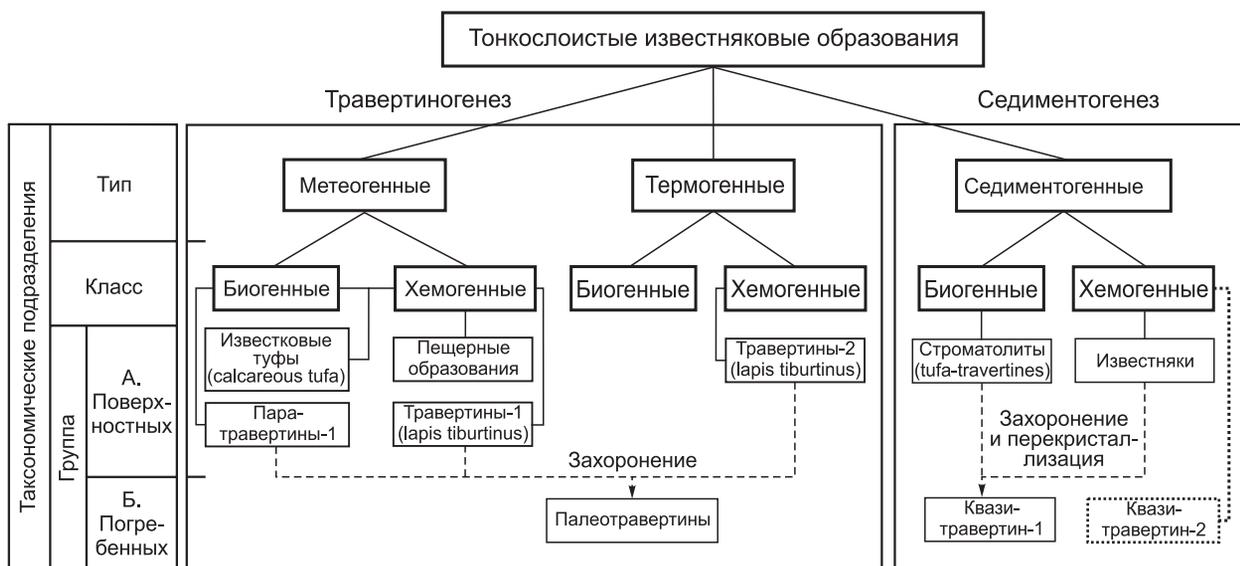


Рис. 8. Генетическая классификация тонкослоистых известняковых образований.

Штриховые линии связывают поверхностное и погребенное положение объектов. Пунктирными линиями обозначены гипотетические объекты и связи.

Таким образом, изученный тонкий слой известняка, внешне похожий на корковое образование и по ряду петрогеохимических признаков неотличимый от травертинов, не вписывается в классическую схему травертиногенеза [Pentecost, 2005]. Не относится он также и к предполагаемым биохемогенным аналогам травертинов — паратравертинам, обнаруженным на Ижорском плато [Никитин, 2011; Никитин и др., 2011] и подразделенные нами на паратравертины-1 («холодноводные») и паратравертины-2 («тепловодные»). Поэтому изначально за найденным нами известняком был закреплен термин «квазитравертин». На данной стадии изучения для квазитравертина предполагается либо исключительно эндогенный, либо комбинированный генезис (рис. 8).

В обоих случаях принципиально важным является то, что формирование или преобразование тонкослоистого известняка происходило в эндогенных условиях, а вот механизм локализации карбонатного материала в непосредственном контакте с силлом остается не вполне понятным. Можно, например, допустить, что формирование квазитравертина произошло гидротермально-метасоматическим путем в условиях гипотетического пульсационно-усадочного процесса во время остывания силла (квазитравертин-2). При этом проблема свободного пространства, необходимого для разгрузки поступающих карбонатообразующих растворов, может быть решена только за счет локального образования контракционной субгоризонтальной трещины отслаивания в процессе остывания силла. Однако более вероятным с точки зрения авторов является предположение о соприкосновении Верхнешунетского силла с одним из тонких известняковых слоев, находящихся среди алевролитов. Данная версия привлекательна еще и тем, что автоматически снимает проблему пространства. Следует добавить, что вне зависимости от генезиса квазитравертина, принципиальное значение имеет сам факт его соприкосновения с кровлей интрузивной залежи, что по визуальным признакам может быть принято за налегание травертина на эродированный лавовый поток. Поэтому при решении вопроса о фациальной принадлежности пластовых базитовых тел (либо лавовые потоки, либо силлы) облекание их кровли карбонатными образованиями следует относить к категории неразличительных (конвергентных) признаков.

ВЫВОДЫ

В результате изучения квазитравертина, находящегося в непосредственном контакте с долеритовым силлом, было установлено, что структурно-текстурные преобразования в них имеют гидротермально-метасоматическую природу. Образование крустиформной текстуры в процессе избирательной перекристаллизации, способствовавшей повышению контрастности первичной слоистости в известняках шунетской свиты, в конечном счете привело к появлению пород, внешне похожих на палеотравертины. Поэтому найденные известняковые образования по существу своему являются ложными травертинами, так как их образование не укладывается ни в привычную схему термогенного карбонатогенеза, генери-

рующего классические травертины (lapis tiburtinus) [Pentecost, 2005], ни в схему формирования паратравертинов на Ижорском плато [Никитин, 2011; Никитин и др., 2011], основанную на примате деятельности микробных сообществ, что позволяет сделать следующие выводы:

1. Изученные известняковые образования, находящиеся в кровле одного из силлов кузьменского комплекса в Минусинском прогибе, названы квазитравертинами, так как от классических травертинов, на которые они похожи только по визуальным и некоторым петрогеохимическим признакам, они отличаются эндогенными условиями формирования.

2. Для объяснения генезиса квазитравертина предлагаются два теоретически равновероятных сценария — эндогенный (квазитравертин-2) и комбинированный (квазитравертин-1). В первом случае должен сработать гипотетический механизм пульсационного поступления карбонатообразующих растворов в контракционную полость (трещину отслаивания), образующуюся на небольшом участке вдоль верхнего контакта силла. Вторым сценарием, более предпочтительным на данной стадии исследования, предусматривается контактово-метасоматическое воздействие силла на небольшую линзу тонкослоистого известняка, находящуюся в алевролитах шунетской свиты. Однако окончательное решение данной проблемы лежит, по-видимому, в области исследования соотношений изотопов углерода ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$), стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) и гелия ($^3\text{He}/^4\text{He}$), что является стимулом для дальнейшего изучения.

Авторы выражают благодарность чл.-корр. РАН Е.В. Складкову, сделавшему в рукописи ряд ценных замечаний, и признательны д. г.-м. н. К.Г. Леви, к. г.-н. М.Ю. Никитину и к. г.-м. н. Е. В. Лазаревой за дельные советы и рекомендации, высказанные в процессе обсуждения дискуссионных вопросов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Аршинов В.В. О включениях антраксолита (антрацита) в изверженных горных породах Крыма. М., Изд-во «И.Н. Кушнерев и Со», 1914, 14 с.

Афонин В.П., Гуничева Т.Н., Пискунова Л.Ф. Рентгенофлуоресцентный силикатный анализ. Новосибирск, Наука, 1984, 228 с.

Баженов В.А., Макаренко Н.А., Родыгин С.А. Битумопроявления в вулканогенных породах Хакасии // Вопросы геологии Сибири. Вып. 1 / Ред. А.И. Гончаренко. Томск, ТГУ, 1992, с. 155—160.

Байков А.А., Седлецкий В.И., Семенов Г.А. О пространственно-генетической связи травертинов с месторождениями полезных ископаемых (на примере Северного Кавказа) // Докл. АН СССР, 1982, т. 267, № 3, с. 682—685.

Воробьев Е.И., Конев А.А. Стронцийсодержащие карбонаты из туфов р. Сонгве (Танзания) // Зап. ВМО, 1998, № 4, с. 127—132.

Воронцов А.А., Федосеев Г.С. Условия формирования девонских базальтов и долеритов Шира-Шунетского района Минусинского прогиба // Изв. ТПУ, Науки о Земле, Геология и полезные ископаемые, 2012, т. 320, № 1, с. 71—76.

Воронцов А.А., Федосеев Г.С., Андрущенко С.В. Девонский вулканизм Минусинской котловины Алтае-Саянской рифтовой области: геологические, геохимические, изотопные Sr-Nd характеристики пород // Геология и геофизика, 2013, т. 54, (9), с. 1283—1313.

Ву Ван Хай, Серебренникова О.В. Состав насыщенных углеводородов битумов Северной Хакасии // Изв. ТПУ, Науки о Земле, Геология и полезные ископаемые, 2012, т. 321, № 3, с. 121—125.

Дымков Ю.М. Природа урановой смоляной руды. Вопросы генетической минералогии. М., Атомиздат, 1973, 240 с.

Изох Н.Г., Сенников Н.В., Клец Т.В. Стратиграфическое значение первой находки морской микрофауны в нижнем девоне Северо-Минусинской впадины (Хакасия, Россия) // Новости палеонтологии и стратиграфии. Вып. 14: Приложение к журналу «Геология и геофизика», 2011, т. 51 с. 11—15.

Ковалев В.П. Герцинский магматизм Предаянья (радиогеохимия, петрология, реконструкции). Новосибирск, Наука, 1980, 424 с.

Красильников Б.Н., Моссаковский А.А., Суворова О.О. Тектоническое строение северной части Минусинской котловины и опыт применения некоторых комплексных методов его изучения // Советская геология, 1955, вып. 42, с. 128—155.

Краснов В.И., Ратанов Л.С. Корреляция раннедевонских осадочно-туфогенных образований Минусинского прогиба // Стратиграфия и палеонтология Сибири: Новосибирск, СНИИГГиМС, 2000, с. 87—92.

Краснов В.И., Федосеев Г.С. Быскарская серия Минусинского межгорного прогиба: современная интерпретация (к совершенствованию легенды Госгеолкарты—200 и —1000 // Стратиграфия и палеонтология Сибири: Новосибирск, СНИИГГиМС, 2000, с. 93—99.

Лаврушин В.Ю., Кулешов В.Н., Киквадзе О.Е. Травертины Северного Кавказа // Литология и полезные ископаемые, 2006, № 2, с. 154—182.

Логачев Н.А., Конев А.А., Писарский Б.И., Леви К.Г., Клеркс Я., Дельво Д., Сарота Дж. Стронцийсодержащие травертины в очагах разгрузки углекислых гидротерм грабена Руква (Танзания) // ДАН, 1998, т. 363, № 1, с. 89—92.

Луцицкий И.В. Вулканизм и тектоника девонских впадин Минусинского межгорного прогиба. М., АН СССР, 1960, 276 с.

Макаренко Н.А., Архипов А.Л., Парначёв В.П. Некоторые проблемы генезиса нефтидов урочища Сохочул (Республика Хакасия) // Вестник Томск. ун-та, 2013, № 372, с. 180—183.

Меленевский В.Н., Ларичев А.И., Федосеев Г.С. Реликтовые углеводороды в девонских битумах Минусинского межгорного прогиба // Химия нефти и газа: материалы V Международной конференции. Томск, Ин-т оптики атмосферы СО РАН, 2003, с. 40—43.

Никитин М.Ю. О генетической приуроченности месторождений голоценовых пресноводных карбонатов к особенностям структурного плана Ижорского плато // Изв. Российского гос. пед. ун-та, 2011, № 138, с. 100—110.

Никитин М.Ю., Медведева А.А., Максимов Ф.Е., Кузнецов В.Ю., Жеребцов И.Е., Левченко С.Б., Баранова Н.Г. Генезис и геологический возраст травертиноподобных карбонатов Пудостского массива // Общество. Среда. Развитие. СПб., 2011, с. 231—236.

Охапкин Н.А. Девонские травертины района Копьево (Минусинский межгорный прогиб) // Геология и геофизика, 1961 (5), с. 80—82.

Парначев В.П., Васильев Б.Д., Коптев И.И., Макаренко Н.А., Гудымович С.С., Парначев С.В., Ананьев Ю.С., Фальк А.Ю., Танзыбаев Р.Г. Геология и минералогия Северной Хакасии: путеводитель по учебному геологическому полигону вузов Сибири / Под ред. В.П. Парначева, Б.Д. Васильева. Томск, Изд-во ТПУ, 2009, 236 с.

Пешехонов Л.В. Петрохимические особенности долеритов силлового комплекса западной окраины Северо-Минусинского прогиба // Палеовулканические реконструкции палеозоя Сибири / Ред. В.В. Велинский. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1988, с. 98—112.

Пешехонов Л.В., Макаренко Н.А. Петрохимические особенности долеритов силлового комплекса Шунет-Матаракского района Минусинского прогиба // Минералогия и геохимия месторождений железа и золота. Томск, Изд-во ТГУ, 1988, с. 72—79.

Писарский Б.И., Конев А.А., Леви К.Г., Дельво Д. Углекислые щелочные гидротермы и стронцийсодержащие травертины в долине р. Сонгве (Танзания) // Геология и геофизика, 1998, т. 39 (7), с. 934—941.

Седлецкий В.И., Семенов Г.А., Байков А.А. О высокой минералого-геохимической информативности травертинов альпийского пояса // Проблемы геологии, полезных ископаемых и экологии юга России и Кавказа. III Международная научная конференция. Новочеркасск, 2002, т. 1, с. 227—236.

Семенов Г.А. Травертины и известковые туфы Северного Кавказа // Изв. Сев.-Кав. НЦ Высш. шк. Естеств. науки, 1982, № 4, с. 20—25.

Семенов Г.А. Травертины Альпийского пояса мира и основные направления их использования // Учен. зап. Казан. ун-та. Сер. естеств. науки, 2011, т. 153, кн. 4, с. 267—278.

Серебренникова О.В., Васильев Б.Д., Туров Ю.П., Филиппова Т.Ю., Белицкая Е.А., Ананьев Ю.С., Шалдыбин М.В. Нефтепроявление «Сохочул» в Северной Хакасии // Изв. Томск. политех. ун-та, 2002, т. 305, вып. 8, с. 78—82.

Серебренникова О.В., Васильев Б.Д., Туров Ю.П., Филиппова Т.Ю. Нефтиды в базальтах нижнего девона Северо-Минусинской впадины // ДАН, 2003, т. 390, № 4, с. 525—527.

Томашпольская В.Д. Еще раз к вопросу о возрасте баградской свиты // Изв. Томск. политех. ин-та, 1976, т. 288, с. 97—100.

Федосеев Г.С. О масштабах базитового силлогенеза в северной части Алтае-Саянской складчатой области // Петрология магматических и метаморфических комплексов: Материалы 2-й научн. конф., посвящ. 80-летию со дня рожд. М.П. Кортусова / Ред. А.И. Чернышов. Томск, ЦНТИ, 2001, вып. 2, с. 181—186.

Федосеев Г.С., Матушкин Н.Ю. Путеводитель к полевым экскурсиям: экскурсии по силлам кузьменского и коксинского комплексов // Науки о Земле. Современное состояние (Материалы I Всерос. молод. науч.-практич. конф.). Новосибирск, РИЦ НГУ, 2013, с. 260—274.

Федосеев Г.С., Фадеева В.П., Меленевский В.Н. Жильный пиробитум в долеритах кузьменского комплекса (Минусинский межгорный прогиб) // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (7), с. 1110—1117.

Федосеев Г.С., Благовидов В.В., Воронцов А.А., Вишневская И.А. Новые находки палеотравертинов в Чебаково-Балахтинской впадине Минусинского прогиба (Западная Сибирь) // Изв. Томск. политех. ун-та, 2013, т. 323, № 1, с. 86—93.

Шнейдер Е.А., Зубкус Б.П. Стратиграфия нижне- и среднедевонских отложений Северо-Минусинской и Сыдино-Ербинской впадин // Материалы по геологии и полезным ископаемым Красноярского края, 1962, вып. 3, с. 41—56.

Эдельштейн Я.С. Геологический очерк Минусинской котловины и прилегающих частей Кузнецкого Алатау и Восточного Саяна // Очерки по геологии Сибири / Ред. В.А. Обручев. Л., Изд-во АН СССР, 1932, 59 с.

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

Chafetz H.S., Folk R.L. Travertines: depositional morphology and the bacterially constructed constituents // J. Sediment. Res., 1984, v. 54, № 1, p. 289—316.

Chafetz H.S., Utech N.M., Fitzmaurice S.P. Differences in the $\delta^{13}\text{O}$ и $\delta^{18}\text{C}$ signatures of seasonal laminae comprising travertine stromatolites // J. Sediment. Petrol., 1991, v. 61, p. 1015—1028.

Fedoseev G.S. The role of mafic magmatism in age specification of Devonian continental through deposits: evidence from the Minusa Basin, Western Siberia, Russia // Bull. Geosci., 2008, v. 83, № 4, p. 473—480.

Fedoseev G.S. Guidebook for field trips on the mafic sills of Shira training polygon of NSU (Republic of Khakassia, Russia). Novosibirsk, EPC NSU, 2015, 18 p.

Folk R.L. Practical petrographic classification of limestones // Am. Ass. Petrol. Geol. Bull., 1959, v. 43, p. 1—38.

Freytet P., Plet A. Modern freshwater microbial carbonates: the *Phormidium* stromatolites (tufa-travertine) of southeastern Burgundy (Paris Basin, France) // Facies, 1996, v. 34, p. 219—237.

Guo L., Riding R. Microbial micritic carbonates in uppermost Permian reefs, Sichuan Basin, southern China: some similarities with Recent travertines // Sedimentology, 1992, v. 39, № 1, p. 37—53.

Pentecost A. Travertine. Berlin, Springer, 2005, 446 p.

Sierralta M., Kele S., Melcher F., Hambach U., Reinders J., van Geldern R., Frechen M. Uranium-series dating of travertine from Sütto: Implications for reconstruction of environmental change in Hungary // Quat. Int., 2010, v. 222, p. 178—193.

Uysal I.T., Feng Y., Zhao J., Altunel E., Weatherley D., Karabacak V., Cengiz O., Golding S.D., Lawrence M.G., Collerson K.D. U-series dating and geochemical tracing of late Quaternary travertine in co-seismic fissures // Earth Planet. Sci. Lett., 2007, v. 257, p. 450—462.

Uysal I.T., Feng Y., Zhao J., Isik V., Nuriel P., Golding S.D. Hydrothermal CO_2 degassing in seismically active zones during the late Quaternary // Chem. Geol., 2009, v. 265, p. 442—454.

Рекомендована к печати 20 октября 2016 г.
А.Э. Изохом

Поступила в редакцию 17 февраля 2016 г.,
после доработки — 2 сентября 2016 г.