

**MARBLE DIKES IN THE OLKHON COMPOSITE TERRANE (WEST BAIKAL AREA)**E.V. Sklyarov ¹✉, A.V. Lavrenchuk ^{2,3}, A.M. Mazukabzov ¹

¹ Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, 128 Lermontov St, Irkutsk 664033, Russia

² Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, 3 Academician Koptug Ave, Novosibirsk 630090, Russia

³ Novosibirsk State University, 1 Pirogov St, Novosibirsk 630090, Russia

ABSTRACT: Linear or lens-like carbonate (marble) and carbonate-silicate bodies among gabbro and amphibolites within the Krestovsky subterrane of the Olkhon composite terrane (West Baikal Area) are identified as dikes. The dikes commonly dip almost vertically, range in thickness from 20 cm to a few meters, and are up to 100 m long. The Olkhon marble dikes quite often coexist with dolerite dikes and/or granite veins and show signatures of emplacement synchronously with the igneous bodies. The marble dikes differ from mantle carbonatites in mineralogy and chemistry and thus may be derived from sedimentary carbonate rocks molten during collisional events.

The origin of the Olkhon carbonate and carbonate-silicate dikes may be explained with two possible geodynamic scenarios. They may be derived either from Neoproterozoic carbonate sediments upon the Early Precambrian basement of a cratonic block which was involved in collisional events, or from abundant carbonate sedimentary material in an island-arc terrane. Large-scale melting of silicate and carbonate rocks was maintained by heat released from mantle mafic magma intruding into the lower crust. The batches of both crustal (carbonate and granitic) and mantle (mafic) melts intruded late during the collision in a strike-slip tectonic setting.

KEYWORDS: marble dike; Olkhon terrane; strike-slip tectonics; metamorphism; deformation

FUNDING: The research was supported by the Russian Foundation for Basic Research (grant 20-05-00005), and by the Russian Science Foundation (Project 18-17-00101), and by the Government of the Russian Federation (grant 075-15-2019-1883).

RESEARCH ARTICLE

Correspondence: Eugene V. Sklyarov, skl@crust.irk.ru

Received: May 17, 2022

Revised: May 28, 2022

Accepted: June 14, 2022

FOR CITATION: Sklyarov E.V., Lavrenchuk A.V., Mazukabzov A.M., 2022. Marble Dikes in the Olkhon Composite Terrane (West Baikal Area). *Geodynamics & Tectonophysics* 13 (5), 0667. doi:10.5800/GT-2022-13-5-0667

ДАЙКИ МРАМОРОВ И КАЛЬЦИФИРОВ ОЛЬХОНСКОГО КОМПОЗИТНОГО ТЕРРЕЙНА (ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ, РОССИЯ)

Е.В. Скляр¹, А.В. Лавренчук^{2,3}, А.М. Мазукабзов¹

¹ Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия

² Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, пр-т Академика Коптюга, 3, Россия

³ Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 1, Россия

АННОТАЦИЯ. В статье дается характеристика даек мраморов и кальцифиров в пределах Ольхонского композитного террейна (Западное Прибайкалье). Надежно обоснована дайковая природа линейных и линзовидных тел карбонатных пород в массивах габбро и ортоамфиболитах Крестовского субтеррейна. Преобладают субвертикальные дайки мощностью от 20 см до нескольких метров при прослеженной протяженности, иногда превышающей 100 м. Нередко карбонатные дайки ассоциируют с дайками долеритов и/или жилами гранитов с признаками субсинхронного внедрения. По минералого-геохимическим особенностям изученные дайки резко отличаются от карбонатитов мантийного генезиса и, предположительно, являются продуктами плавления первично-осадочных карбонатных толщ в результате коллизионных процессов.

Предлагаемая модель образования карбонатных даек включает вовлечение фрагмента раннедокембрийского блока с перекрывающимися неопротерозойскими карбонатными осадками в процессе коллизии композитного террейна с Сибирским кратоном. Альтернативным вариантом является присутствие значительного количества карбонатных толщ в островодужном разрезе. Повышение температуры, связанное с внедрением мантийных магм базитового состава в нижние части коры, наряду с утолщением последней, обусловило массовое плавление силикатных пород анхигранитного состава и карбонатов. В процессе наиболее мощно проявленного сдвигового тектогенеза происходило внедрение порций гранитного и карбонатного состава, а также мантийных базитовых магм.

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА: мраморные дайки; Ольхонский террейн; сдвиговый тектогенез; метаморфизм; деформация

ФИНАНСИРОВАНИЕ: Исследования выполнены в рамках государственных заданий ИЗК СО РАН и ИГМ СО РАН при финансовой поддержке РФФИ (геологические исследования, грант 20-05-00005), РФФИ (петрографические исследования, грант 18-17-00101) и правительства Российской Федерации (минералогические исследования, грант 075-15-2019-1883).

1. ВВЕДЕНИЕ

Абсолютное большинство карбонатных пород земной коры имеет первично-осадочное происхождение. Интрузивные карбонатиты и карбонатные метасоматиты разного состава составляют менее процента общего объема карбонатных пород. Резко контрастирующие по облику и составу с ассоциирующими силикатными породами разного состава, карбонатные образования нередко являются реперными горизонтами (пластами, толщами) при реконструкции геологического строения и особенностей тектоники сложно построенных фрагментов земной коры, претерпевших один или несколько этапов складчатости и осложненных разломной тектоникой. Не менее важное значение карбонатные породы имеют и для реконструкций палеогеодинамических обстановок прошлого. Роль карбонатных пород в понимании геологической ситуации кратко возрастает в регионах с широким распространением метаморфических образований высокой степени метаморфизма, где силикатные породы утратили первичные структурно-текстурные признаки, и реконструкция их первичной природы опирается с разной степенью успешности на геохимические характеристики. В

пределах древних кратонов и метаморфических террейнов тела карбонатных пород разной мощности обычно сохраняют свое первично-стратиграфическое положение, что и делает их незаменимыми при структурных построениях. Но в редких случаях высокая скорость высокотемпературных, синметаморфических деформаций приводит к выжиманию более пластичных по отношению к силикатным породам карбонатов и их аллохтонному положению в общей структуре. И наиболее ярким примером аллохтонного положения карбонатных тел, оторванных от своего первичного залегания, является Ольхонский композитный террейн Западного Прибайкалья. Здесь не только широко распространены мраморные меланжи [Fedorovsky et al., 1993; Sklyarov et al., 2021], но и явные, казалось бы, горизонты мраморов характеризуются аллохтонным положением [Sklyarov et al., 2013, 2021]. Стоит отметить, что далеко не все геологи, занимающиеся изучением Ольхонского террейна, согласны с тезисом об аллохтонности мраморных меланжей, предпочитая находить объяснение в процессах будинажа и локального дробления силикатных пород, насыщающих зоны меланжа, не говоря уже об аллохтонности протяженных

(«пластовых») мраморных тел без силикатных обломков. В наших ранних публикациях мы кратко охарактеризовали карбонатные и силикатно-карбонатные комплексы Ольхонского террейна с признаками аллотонности их залегания [Sklyarov et al., 2013] и более подробно описали проявления мраморного меланжа, выделив несколько его типов [Sklyarov et al., 2021]. В настоящей статье мы хотим более детально охарактеризовать дайки карбонатного и силикатно-карбонатного состава, инъекционная природа которых не вызывает сомнений.

2. КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОЛЬХОНСКОГО ТЕРРЕЙНА

Особенности геологии и тектоники Ольхонского террейна рассмотрены в многочисленных публикациях главным образом В.С. Федоровского и привлекаемых им коллег из Москвы, Санкт-Петербурга, Новосибирска, Иркутска [Fedorovsky et al., 1995, 2017, 2020; Fedorovsky, Sklyarov, 2010; Sklyarov, 2005; Donskaya et al., 2017; и многие другие], поэтому ограничимся только самой общей характеристикой террейна, выделив наиболее важные из них для изложения нового материала.

Ольхонский террейн является составной частью Байкальского коллизионного пояса [Donskaya et al., 2000] и примыкает к Сибирскому кратону (рис. 1). В

первом приближении в составе террейна выделяются две крупные структуры, рассматриваемые ранее [Pavlovsky, Eskin, 1964; Eskin et al., 1979] в качестве метаморфизованных осадочно-вулканогенных серий: Крестовский субтеррейн, сложенный преимущественно мраморами и амфиболитами, более половины объема которого составляют массивы габбро нижнепалеозойской бирхинской вулканоплутонической ассоциации [Gladkochub et al., 2014; Lavrenchuk et al., 2019], и остальная часть Ольхонского террейна, которая имеет более сложное строение, представленное композитом крупных фрагментов, имеющих разный возраст и разную природу протолитов [Donskaya et al., 2017].

Охарактеризованные в многочисленных публикациях структурно-вещественные парагенезисы, отвечающие раннему надвигообразованию, двум этапам складчатости и завершающим сдвиговыми деформациями, были сформированы в раннем палеозое в результате двух коллизионных событий (микроконтинент – островная дуга и микроконтинент – континент) [Sklyarov, 2005]. Наиболее мощно и многообразно проявлены процессы сдвигового тектогенеза, определившие генеральную структуру Ольхонского региона, в которой выделяются пакеты сдвиговых пластин различного состава, морфологии и внутренней структуры.

Карбонатные (кальцитовые, доломит-кальцитовые и доломитовые мраморы) и карбонатно-силикатные

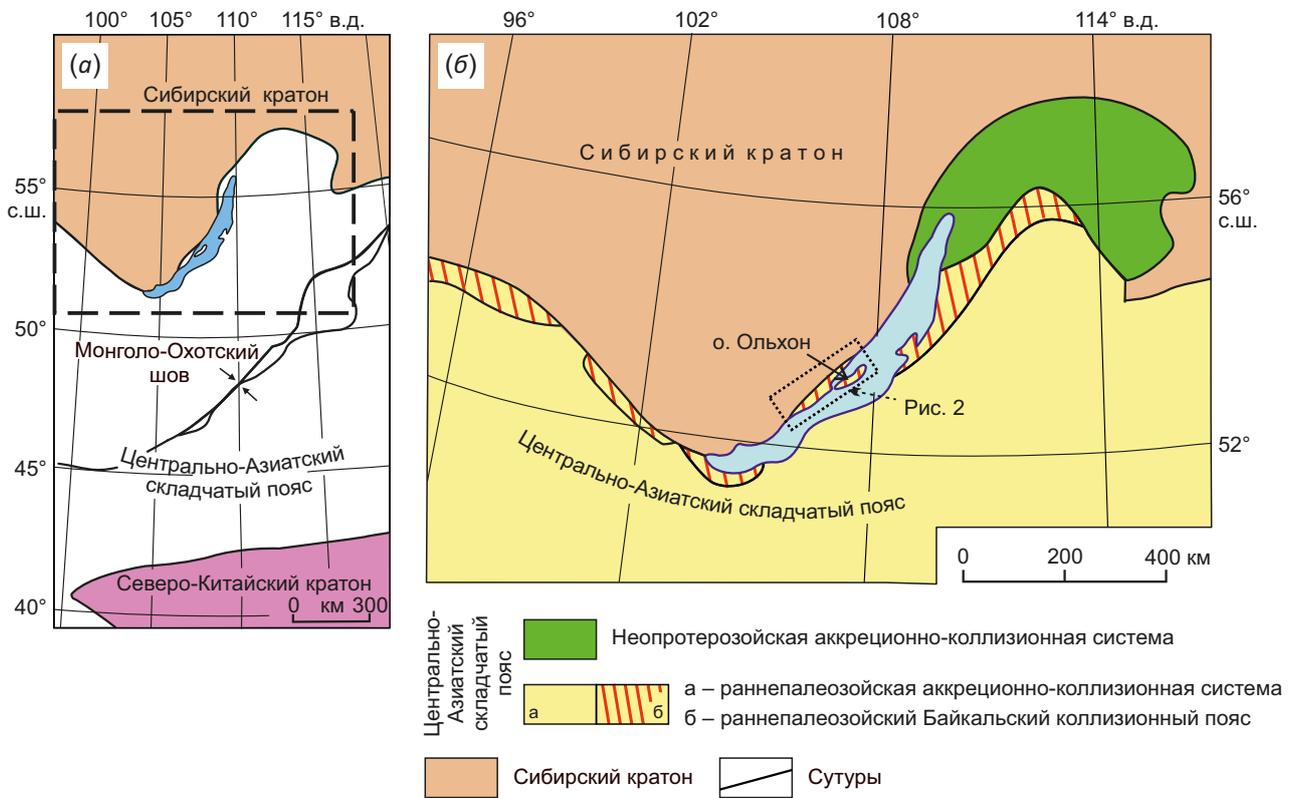


Рис. 1. Тектоническая схема Центральной Азии (а) и схема террейнов в обрамлении Сибирского кратона (б) (по [Donskaya et al., 2017], с изменениями).

Fig. 1. Simplified tectonics of Central Asia (a) and metamorphic terranes in the Early Palaeozoic Baikal collisional belt of northern CAOБ (б) modified after [Donskaya et al., 2017].

(кальцифиры) породы составляют около 20 % всего объема пород Ольхонского террейна (рис. 2). Нередко мраморы слагают относительно маломощные (10–100 м) и протяженные (первые километры, иногда десятки километров) тела пластовой формы, присутствие которых для многих исследователей служило одним из поводов для интерпретации геологической ситуации как простого и сравнительно ненарушенного разреза метаморфизованных осадочно-вулканогенных образований. Кажущаяся простота разреза вступает в явное противоречие с результатами структурного анализа и множеством сдвиговых пластин, детально закартированных на площади региона [Fedorovsky, Sklyarov, 2010]. Нередко карбонатные породы образуют сложные «смеси» с кварцитами и породами основного состава (амфиболиты, базитовые гранулиты), занимающие разные по конфигурации площади. Это послужило основанием для логичного предположения об аллохтонном положении большинства карбонатных образований региона [Sklyarov et al., 2009, 2013, 2021].

3. МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Изучение даек включало фотодокументацию и отбор проб из береговых скальных обнажений (со льда), детальное картирование отдельных участков с использованием космоснимков масштаба 1:5000.

Определение содержаний главных элементов выполнено методом силикатного анализа в Центре коллективного пользования «Геодинамика и геохронология» Института земной коры СО РАН.

В силикатно-карбонатных породах было проанализировано более 300 зерен клинопироксена, граната,

титанита, кальцита, доломита, эпидота и других ассоциирующих минералов. Составы изучены в ЦКП «Геоспектр» Геологического института СО РАН (г. Улан-Удэ, Россия) в полированных шлифах на электронном микроскопе LEO 1430VP с энергодисперсионным спектрометром INCAEnergy 350. Ускоряющее напряжение 20 кВ, ток зонда 0.3–0.4 нА, размер пучка <0.1 мкм, время измерения 50 с. В качестве эталонов использованы природные минералы и синтетические соединения: SiO (O, Si), BaF₂ (F, Ba), NaAlSi₃O₈ (Na), MgCaSi₂O₆ (Mg, Ca), Al₂O₃ (Al), Ca₂P₂O₇ (P), KAlSi₃O₈ (K), Cr-met. (Cr), Mn met. (Mn) and Fe met. (Fe). Составы основных минералов приведены в Прил. 1, табл. 1.1, 1.2, 1.3, 1.4.

4. ХАРАКТЕР ПРОЯВЛЕНИЯ КАРБОНАТНЫХ И СИЛИКАТНО-КАРБОНАТНЫХ ДАЕК

Карбонатные дайки обнаружены главным образом в пределах Крестовского субтеррейна (рис. 2) среди полей распространения амфиболитов и габброидов. Практически все они выявлены в отпрепарированных береговых скальных выходах, и этому есть простое объяснение. В амфиболитах дайки субконформны гнейсовидности вмещающих пород, поэтому обнажающиеся на поверхности линейные тела карбонатов вполне можно принять за осадочные пласты среди первично-эффузивных образований. Что касается даек в габброидах, то неполная обнаженность на поверхности позволяет трактовать спорадические выходы карбонатов в качестве серий ксенолитов. И только полная обнаженность делает возможным корректное обоснование тел карбонатных пород и в габброидах, и в амфиболитах в качестве интрузивных даек.

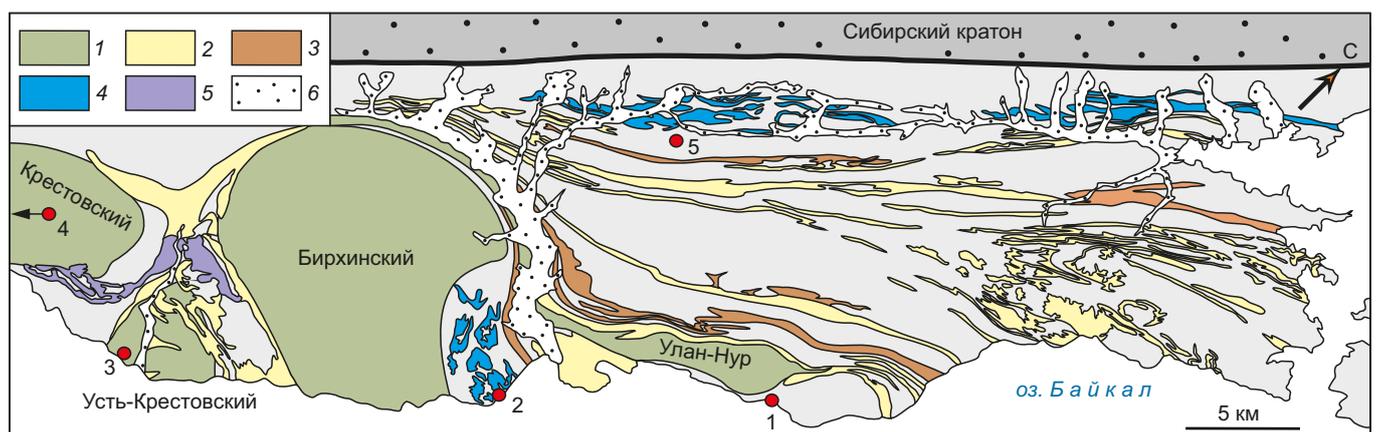


Рис. 2. Схема распространения карбонатных пород центральной части Ольхонского террейна (по [Sklyarov et al., 2021], с изменениями).

1 – массивы габбро Бирхинского (Крестовский, Бирхинский, Улан-Нур) и Усть-Крестовского (Усть-Крестовский) комплексов; 2 – кальцитовые мраморы; 3 – доломитовые и кальцит-доломитовые мраморы; 4 – инъекционный тип меланжа; 5 – метаморфогенно-разлинзованный тип меланжа; 6 – современные аллювиальные отложения. Красными кружками обозначено местоположение рассматриваемых в статье даек: 1 – Уланнурский участок, 2 – Бегульский участок, 3 – Усть-Крестовский участок, 4 – Бугульдейский участок, 5 – участок Томота.

Fig. 2. Carbonate rocks in the central Olkhon terrane, modified after [Sklyarov et al., 2021].

1 – gabbro of the Birkhin (Krestovskiy, Birkhin, Ulan-Nur) and Ust-Krestovskiy (Ust-Krestovskiy) complexes; 2 – dolomitic and calcite-dolomitic marbles; 3 – injection mélange; 4 – metamorphic lens-type mélange; 5 – Quaternary alluvium. Red circles are Ulan-Nur (1), Begul (2), Ust-Krestovskiy (3), Buguldeyka (4), and Tomota (5) sites.

Всего в Крестовском субтеррейне выявлено четыре участка распространения единичных даек или их серий (рис. 2): в амфиболитах по габброидам бирхинского комплекса Улан-Нурского массива (Уланнурский участок, 1 на рис. 2); в амфиболитах северо-восточного обрамления Бирхинского массива габбро на между-речье Анга – Бегул (Бегульский участок, 2 на рис. 2); в габброидах Усть-Крестовского массива (Усть-Крестовский участок, 3 на рис. 2); в габброидах Бугульдейского массива, сложенного габброидами бирхинского комплекса (Бугульдейский участок, расположен к юго-востоку за пределами схемы на рис. 2).

На остальной территории Ольхонского террейна явных дайковых тел мраморов и кальцифиров не обнаружено, хотя некоторые тела карбонатных пород могут быть интерпретированы в качестве интенсивно дислоцированных даек. Ниже мы приведем описание одного из таких тел на участке Томота (5 на рис. 2), детально закартированного с использованием GPS-съемки.

4.1. Уланнурский участок

В береговых обнажениях среди амфиболитов по габброидам бирхинского комплекса обнаружено несколько тел силикатно-карбонатного состава, два из

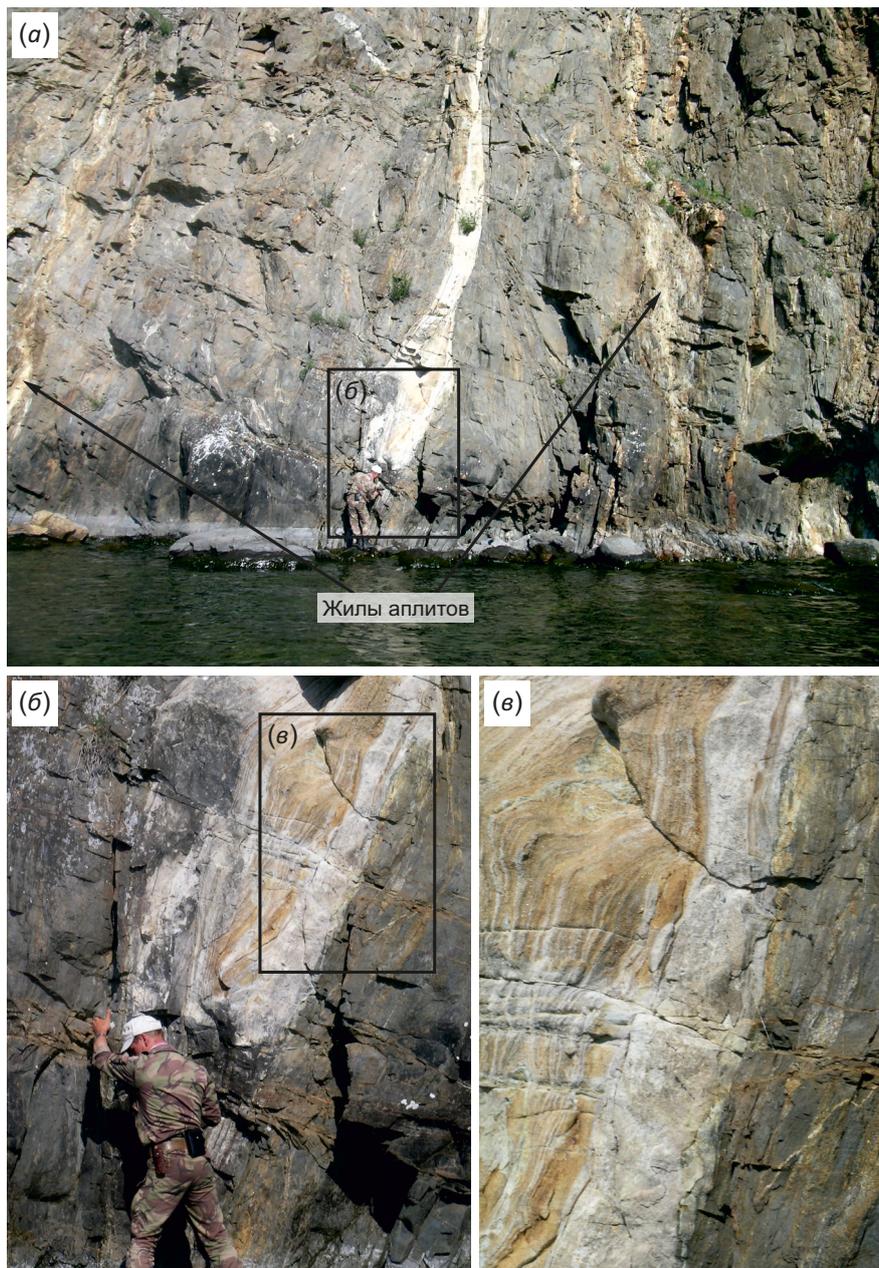


Рис. 3. Дайка кальцифиров в амфиболитах по габброидам Уланнурского массива. (а) – общий вид дайки, (б, в) – увеличенные фрагменты дайки (образец 09А160).

Fig. 3. Carbonate-silicate dike in amphibolite derived from the Ulan-Nur gabbro. (a) – general view; (б, в) – enlarged fragments (sample 09A160).

которых имеют явные признаки инъекционного внедрения. Остальные тела фрагментированы в результате вязкопластических деформаций, и в равной степени могут рассматриваться как первоначально дайковые тела, так и ксенолиты в габброидах. Субвертикальная дайка кальцифиров характеризуется переменной мощностью (рис. 3, а), варьирующей от 20 см до 1.5 м в раздуде. Центральная часть дайки в раздуде сложена желтоватыми на поверхности мелкозернистыми полосчатыми кальцифирами, в которых доля силикатных

минералов составляет 10–20 % (рис. 3, б, в). Полосчатость обусловлена чередованием существенно силикатных и преимущественно карбонатных полос. Краевые части дайки (М до 30 см) представлены сливными породами белого цвета, в которых визуальнo трудно различить кальцит и безжелезистые силикатные минералы. В целом, залегание дайки совпадает с гнейсовидностью амфиболитов, в то же время участками видно срезание под острым углом гнейсовидности последних. Кроме дайки кальцифиров в обнажении присутствуют жилы

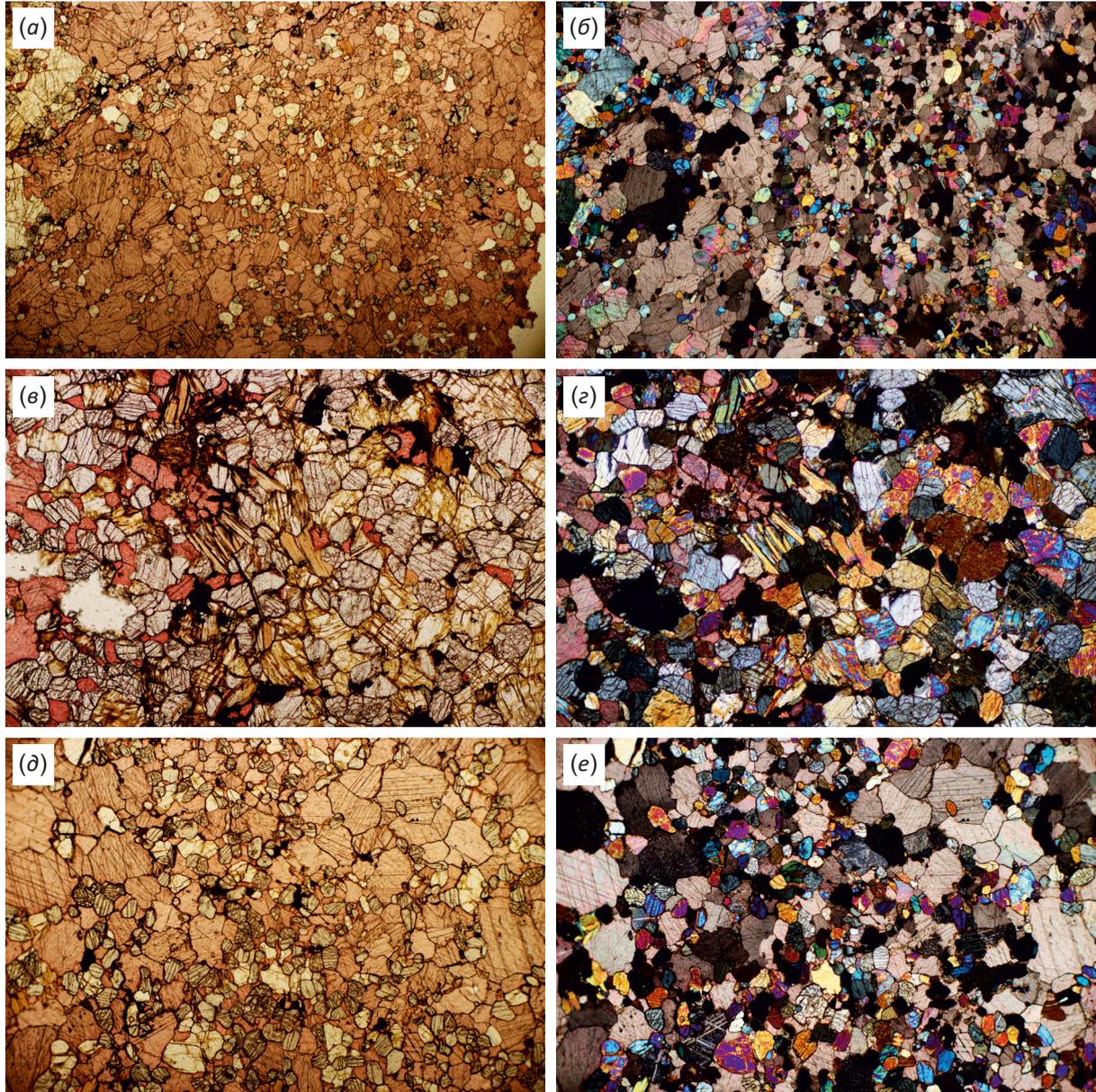


Рис. 4. Микрофотографии шлифов из дайки кальцифиров (образец 09A160). (а, б) – кальцифир из центральной части дайки; (в, з) – обломок скарноида из центральной части дайки; (д, е) – кальцифир из краевой части дайки. (а-з) – образец 09A160А, (д, е) – образец 09A160В. Красноватый цвет кальцита обусловлен прокрашиванием шлифа ализарином. (а, в, д) – николи //, (б, з, е) – николи Х. Остальные пояснения в тексте.

Fig. 4. Photomicrograph of thin sections from carbonate-silicate dike (sample 09A160). (a, б) – carbonate-silicate rock from dike center; (в, з) – skarn-like fragment from dike center; (д, е) – carbonate-silicate rock from dike margin. Samples 09A160A (a-з) and 09A160B (д, е). Reddish staining of calcite in the thin sections is due to alizarin paint. The images are in plane-polarized (a, в, д) and cross-polarized (б, з, е) light. See text for other explanations.

аплитов, имеющие такую же пространственную ориентировку, как и дайка кальцифиров.

Минералогически полосчатые кальцифиры сложены кальцитом с мелкими кристаллами диопсида и скаполита (рис. 4, а, б), а также редкими более крупными фрагментами скарноидов, обедненных кальцитом (рис. 4, в, г). Последние сложены крупными кристаллами калишпата, мелкими, часто округлыми зернами скаполита и мелкими зернами диопсида. Присутствуют отдельные зерна флогопита, есть редкие зерна кварца. Порода насыщена мелкими выделениями графита, выполняющего межзерновые пространства, иногда образующего рубашки вокруг зерен кальцита.

Кальцифиры краевой части характеризуются неравномерно-зернистой структурой, есть изолированные участки с крупным кальцитом и пониженным содержанием остальных минералов, хотя набор минералов одинаковый: мелкие ксеноморфные зерна скаполита и диопсида, графит в виде мелких зерен, иногда выполняющий трещины спайности в кальците и скаполите (рис. 4, д, е). В породе присутствуют линейные зоны, обогащенные флогопитом, в них графит либо выполняет трещины неправильной формы, либо облекает зерна других минералов. В породе присутствуют отдельные зерна кварца, возможно, оливина, а также циркона или титанита, характеризующегося высоким преломлением.

Вторая дайка с варьирующей мощностью от 0.5 до 1.0 м обнажена хуже и залегает в полосчатых известково-силикатных породах (рис. 5, а). Ее отличием от описанной выше дайки является присутствие большого количества довольно крупных фрагментов скарноидов, размеры которых могут достигать 10 см (рис. 5, б). Среди скарноидов преобладают диопсид-гранатовые разновидности с варьирующимися соотношениями этих минералов. Кроме них постоянно присутствуют калишпат, эпидот и титанит, реже встречаются плагиоклаз и аланит, присутствует и мелкий циркон, размеры которого не превышают 20 мкм. Отметим, что кроме обломков скарноидов в кальцитовой массе присутствует значительное количество отдельных зерен граната, пироксена и титанита (рис. 6), большинство из которых имеют четкие кристаллографические формы (рис. 6, а-г). В обломках скарноидов титанит иногда образует скопления кристаллов (рис. 6, д, е).

Силикатные минералы как во фрагментах скарноидов, так и в отдельных кристаллах характеризуются значительной вариабельностью составов. Все гранаты относятся к ряду гроссуляр – андрадит с незначительной долей или полным отсутствием спессартинового, альмандинового и пиропового компонентов (Прил. 1, табл. 1.1). Преобладает гроссуляровый минал, вплоть до практически чистого гроссуляра. Максимальное содержание андрадитового минала составляет 39 %.

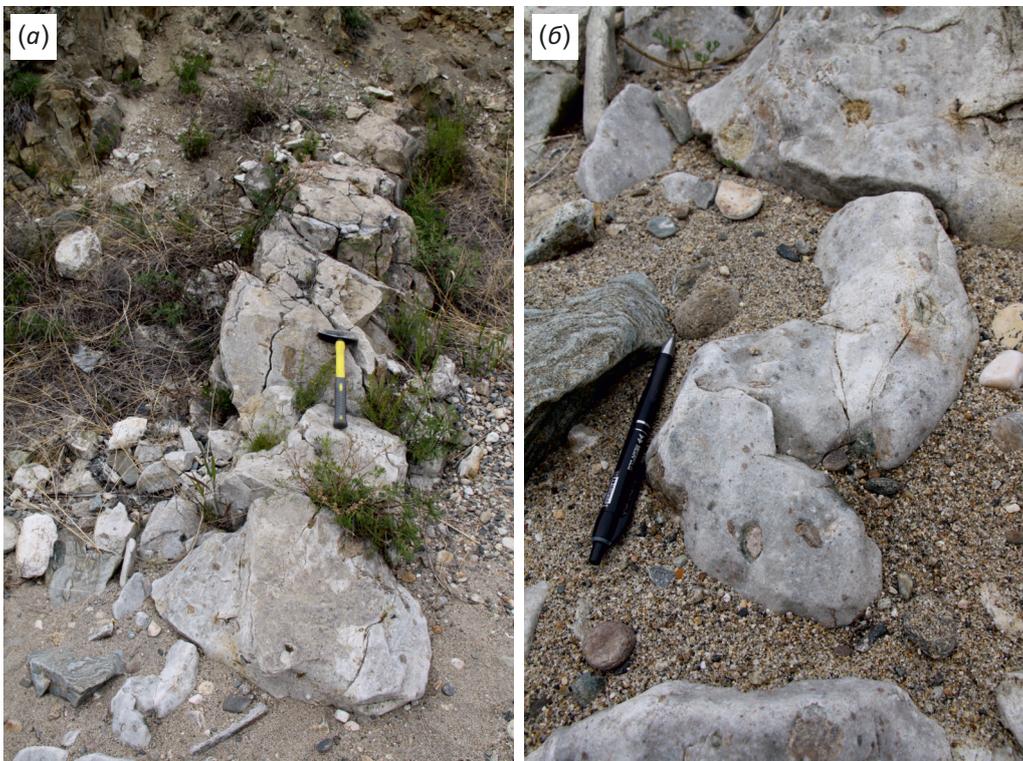


Рис. 5. Дайка кальцифиров с крупными фрагментами скарноидов преимущественно гранат-пироксенового состава (образец SE542E). (а) – общий вид одного из выходов дайки; (б) – увеличенный фрагмент дайки с многочисленными фрагментами скарноидов. Пояснения в тексте.

Fig. 5. Carbonate-silicate dike with large skarn fragments, mainly composed of garnet and pyroxene (sample SE542E). (a) – general view of outcrop; (b) – enlarged fragment with numerous skarn patches. See text for explanation.

Содержание титана невысокое (TiO_2 до 2 мас. %). Пироксены относятся к диопсиду, в котором содержание оксида железа может достигать 10 мас. % (Прил. 1, табл. 1.2). Очень редко встречаются более железистые пироксены (до 21 мас. % FeO). Алланиты характеризуются зональным строением с увеличением содержания редкоземельных элементов (РЗЭ) в кайме. Суммарное содержание РЗЭ, среди которых фиксируются только легкие лантаноиды La, Ce, Pr, Nd, варьируется от 7 до 20 мас. % (Прил. 1, табл. 1.3). Для калиевых полевых шпатов характерно постоянное присутствие

бария, содержание оксида которого достигает 4.3 мас. % (Прил. 1, табл. 1.4).

4.2. Бегульский участок

В береговых скалах приустьевой части р. Анга в амфиболитах по габбро бегульского комплекса обнаружено несколько субвертикальных даек мраморов, имеющих разную конфигурацию и разное внутреннее строение. Мощность даек варьируется от 30 см до 1.5 м. Наиболее простая дайка сложена рыхловатыми мелкозернистыми кальцитовыми мраморами темно-серого

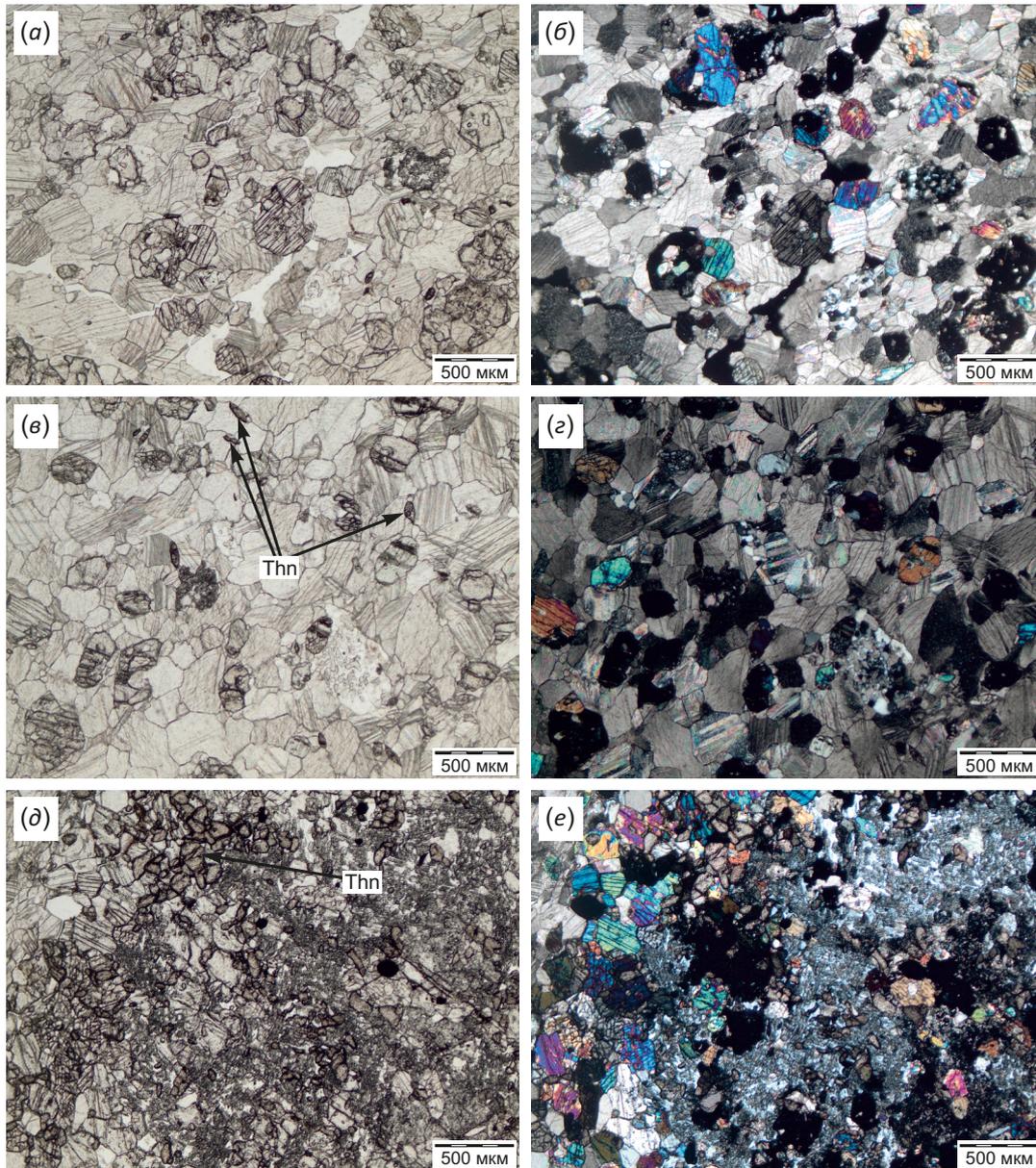


Рис. 6. Микрофотографии шлифов кальцифиров (a–z) и обломка скарноидов (d, e) из дайки кальцифиров (образец SE542E). (a, б) – кристаллы граната и пироксена в кальцитовом матриксе; (в, z) – кристаллы граната и пироксена, а также мелкие веретенообразные кристаллы титанита в кальцитовом матриксе; (d, e) – фрагмент скарноидов, сложенный пироксеном, гранатом, калишпатом со скоплением мелких кристаллов титанита.

Fig. 6. Photomicrograph of thin sections of carbonate-silicate rock (a–z) and skarn fragment (d, e) from dike (sample SE542E). (a, б) – crystals of garnet and pyroxene in a calcite matrix; (в, z) – crystals of garnet and pyroxene, as well as fine spindle-shaped titanite in a calcite matrix; (d, e) – skarn fragment composed of pyroxene, garnet, and K-feldspar with fine titanite.

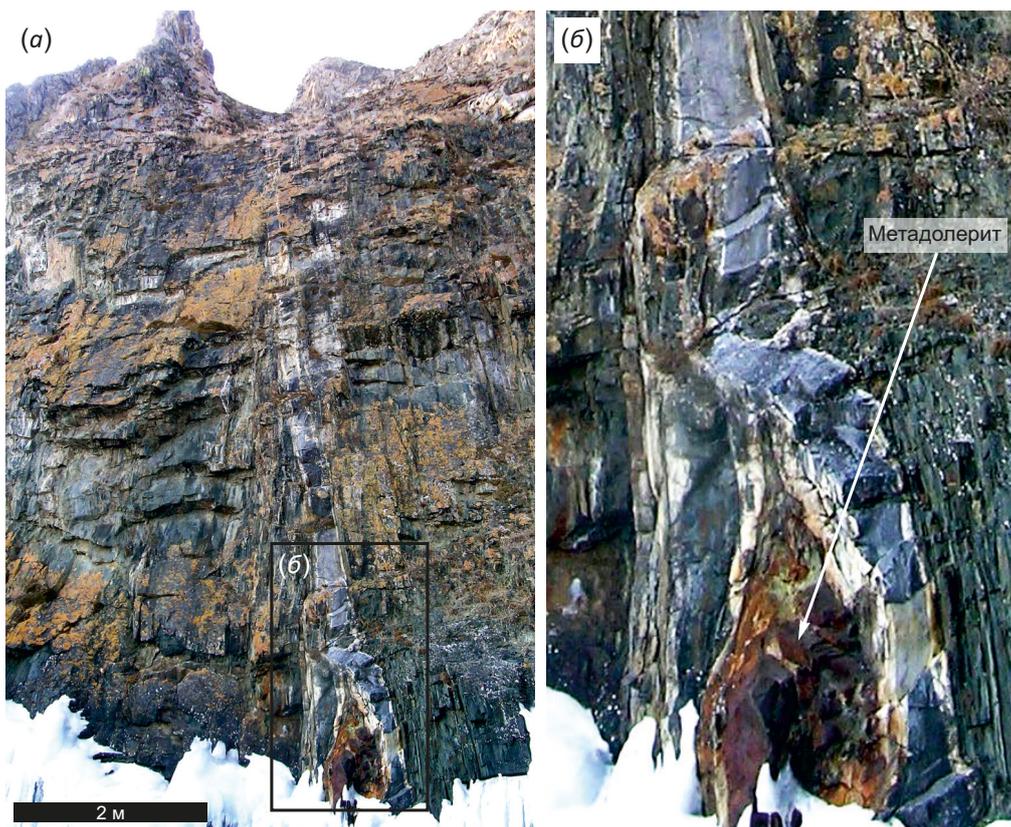


Рис. 7. Дайка кальцитовых мраморов в амфиболитах по габбро бегульского комплекса (а) и ее увеличенный фрагмент, демонстрирующий белые «зоны закалки» в дайке (б).

Fig. 7. Dike of calcite marbles in amphibolites derived from the Begul gabbro (a) and its enlarged fragment showing white "chilled margins" (b).

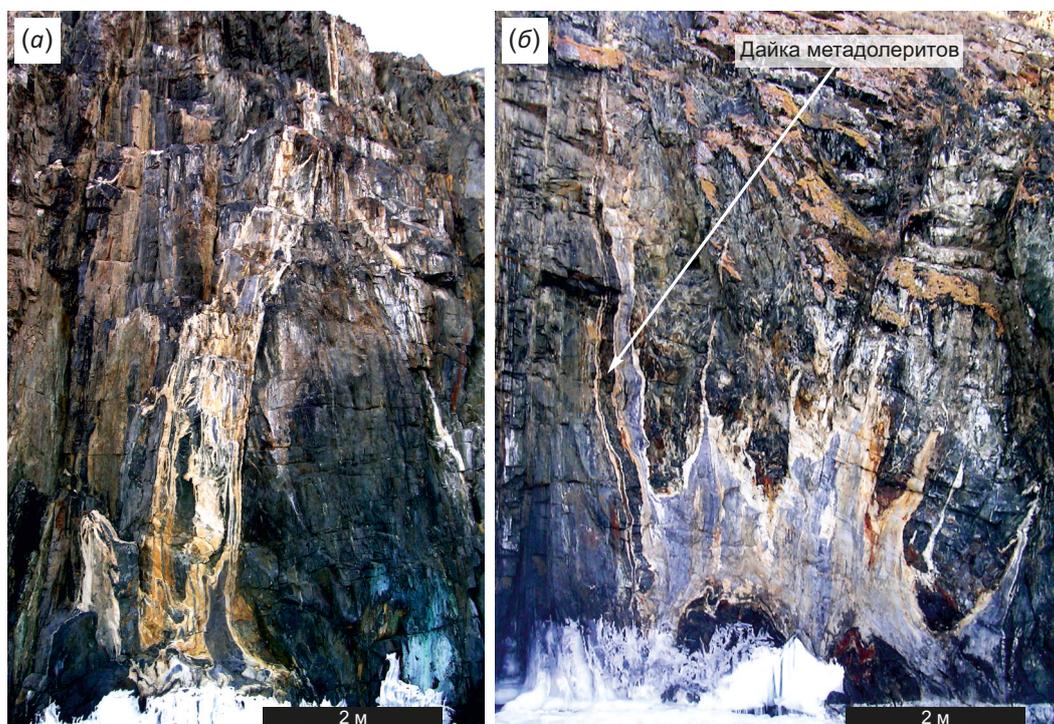


Рис. 8. Дайки кальцитовых мраморов сложного строения в амфиболитах по габбро бегульского комплекса. (а) – дайка с пятнистым строением; (б) – дайка сложной формы, ассоциирующая с дайкой метадолеритов.

Fig. 8. Mottled (a) and irregularly shaped (b) dikes of calcite marble in amphibolites derived from the Begul gabbro.

цвета. Ее интересной особенностью является наличие «зон закалки» белого цвета в краевых частях (рис. 7), мощность которых варьируется от 3 до 10 см. Еще одна дайка характеризуется сложным пятнистым строением, обусловленным чередованием темно-серых и белых мраморов (рис. 8, а). Но и здесь белые мраморы слагают краевые части дайки. Редко дайки могут иметь более сложную конфигурацию (рис. 8, б), что связано,

по-видимому, с внедрением мраморов во время проявления складчатых деформаций. В дайке также наблюдается «зона закалки» белого цвета в краевых частях. Еще одной особенностью этой дайки мраморов является ассоциация с маломощной дайкой метаморфизованных долеритов (рис. 8, б).

Минеральный состав даек довольно простой. Центральные части даек сложены мелкокристаллическим

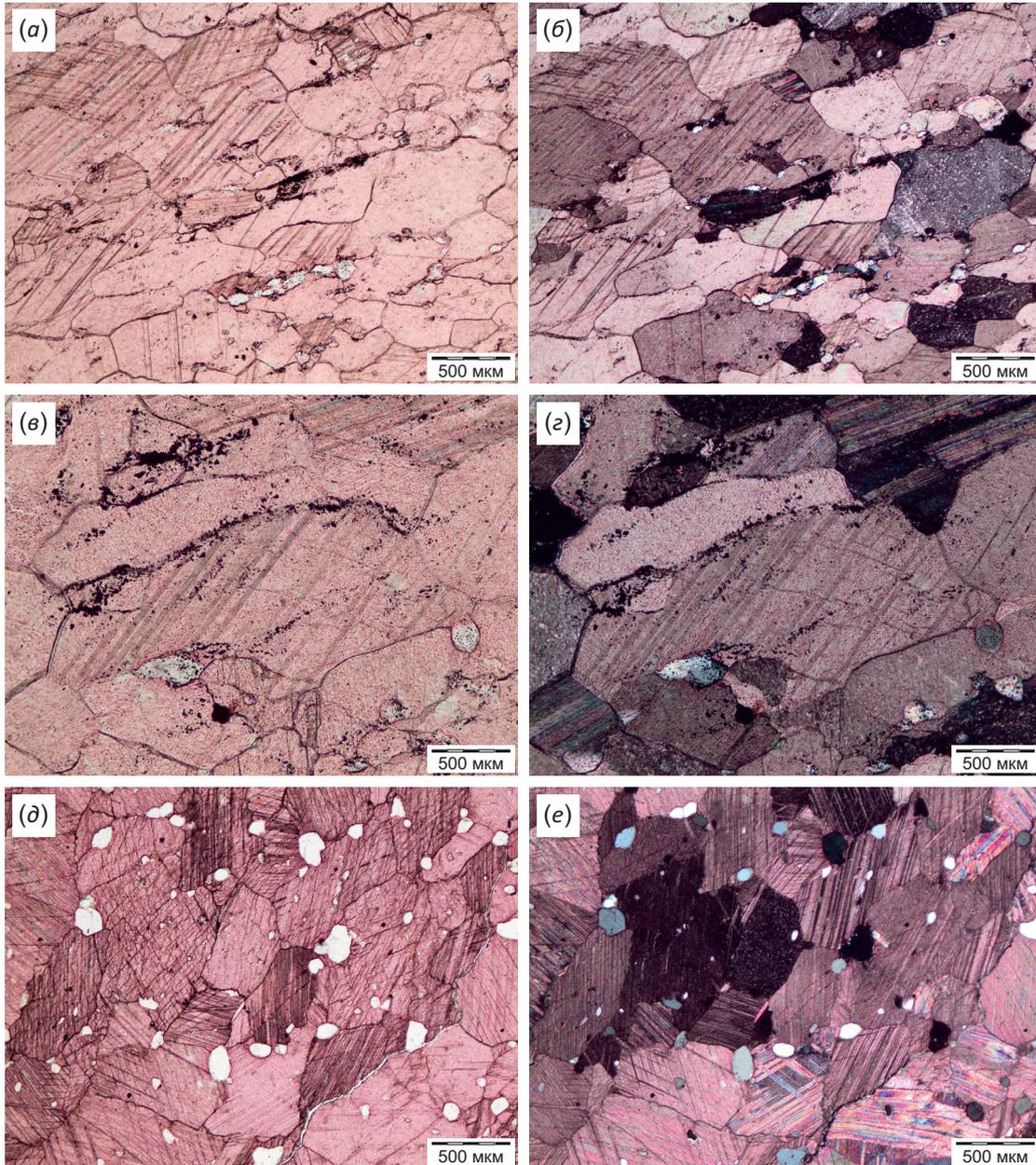


Рис. 9. Микрофотографии шлифов из дайки кальцитовых мраморов с зональным строением (образец SE1152). (а, б) – кальцитовый мрамор с линзовидными выделениями агрегатов кварца в центральной части дайки; (в, г) – линейные зоны обогащения мелкодисперсным графитом в центральной части дайки; (д, е) – кальцитовый мрамор, насыщенный зернами кварца в краевой части дайки. (а, в, д) – николи //, (б, г, е) – николи Х; кальцит имеет красноватый цвет вследствие прокраски шлифа ализарином.

Fig. 9. Photomicrograph of polished thin sections of a zoned calcitic marble dike (sample SE1152). (а, б) – calcitic marble with quartz lenses in the dike center; (в, г) – linear zones impregnated with graphite in the dike center; (д, е) – calcitic marble enclosing quartz grains in the dike margin. Reddish staining of calcite in the thin sections is due to alizarin paint. The images are in plane-polarized (а, в, д) and cross-polarized (б, г, е) light.

кальцитом с вкраплениями зерен кварца, редко – плагиоклаза, имеющих неравномерное распределение в породе. В единичных чешуйках присутствует флогопит. Зерна кварца концентрируются в виде полос или вытянутых линз (рис. 9, а, б). Темно-серый цвет мрамора обусловлен мелкой сыпью графита, обычно концентрирующегося по границам зерен кальцита, но нередко и пересекающего их (рис. 9, в, г). Мраморы «зон закалки» содержат несколько большее количество зерен кварца и характеризуются присутствием более крупных и редких выделений графита, обычно имеющего гексагональную форму. Зерна кварца нередко имеют кристаллографические очертания (рис. 9, д, е).

4.3. Усть-Крестовский участок

В краевой части Усть-Крестовского массива субщелочных габбро (возраст 460–470 млн лет [Lavrenchuk et al., 2017]) детально закартированы многочисленные дайки мраморов и кальцифиров протяженностью до 500 м при мощности от 0.5 до 10 м (рис. 10). Эти дайки образуют рой, субконформный контакту габброидов и гранитов. Кроме жил кальцифиров присутствуют более редкие жилы гранитов и отдельные дайки долеритов. Магматические тела имеют ту же ориентировку, что и дайки мраморов и кальцифиров. В одной из

сравнительно мощных и наиболее протяженных даек присутствуют блоки скарноидов гранат-пироксен-волластонит-цоизитового (рис. 11, а, б) или волластонит-цоизит-плагиоклаз-пироксенового (рис. 11, в) состава. Размеры таких блоков варьируются от десятков сантиметров до полутора метров. Скарноиды характеризуются полосчатым или пятнисто-блоковым строением. Некоторые блоки примыкают непосредственно к вмещающим габбро, другие отделены от габброидов мрамором, что позволяет считать, что образование скарноидов происходило в каком-то более глубинном очаге, а затем они были вынесены мраморами и кальцифирами. В пользу этого свидетельствует и разная ориентировка директивных структур скарноидов, обусловленных чередованием полос существенно гранатовых, существенно пироксеновых и волластонит-цоизитовых полос (рис. 11, б).

В некоторых дайках кальцифиров наблюдаются дайки пироксеновых порфиритов неправильной формы (рис. 12, а), реже – гранитов. Дайки порфиритов иногда фрагментированы на блоки (рис. 12, б). На контактах кальцифиров с габброидами отсутствуют метасоматические преобразования. Большинство же даек сложены кальцитовыми мраморами с незначительной примесью силикатных минералов.

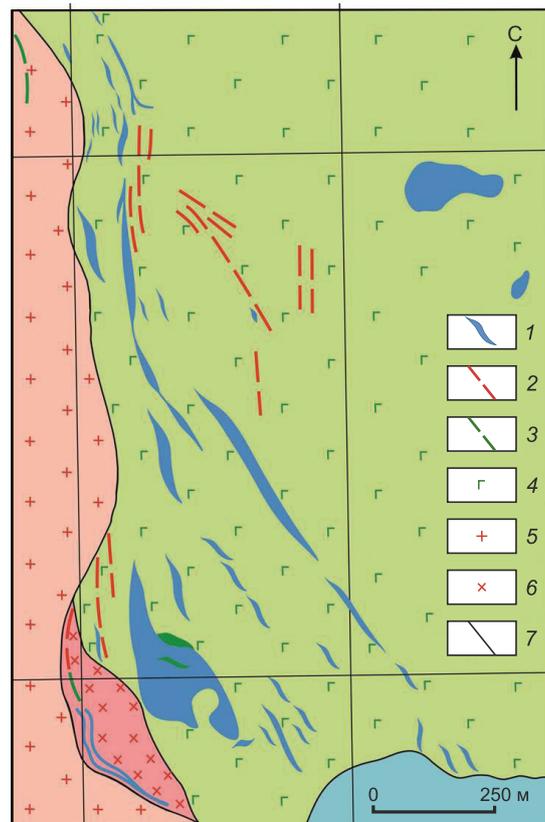


Рис. 10. Дайки карбонатных и карбонатно-силикатных пород в габбро Усть-Крестовского массива (образец SE1507) (по [Sklyarov et al., 2021]). 1 – дайки карбонатных и карбонатно-силикатных пород; 2 – гранитные жилы; 3 – дайки и тела долеритов; 4 – габбро; 5 – граниты; 6 – диориты; 7 – геологические границы.

Fig. 10. Marble and calc-silicate dikes in the Ust-Krestovsky gabbro (sample SE1507), after [Sklyarov et al., 2021]. 1 – marble and calc-silicate dikes; 2 – granite veins; 3 – diorite dikes; 4 – gabbro; 5 – granite; 6 – diorite; 7 – geological boundaries.

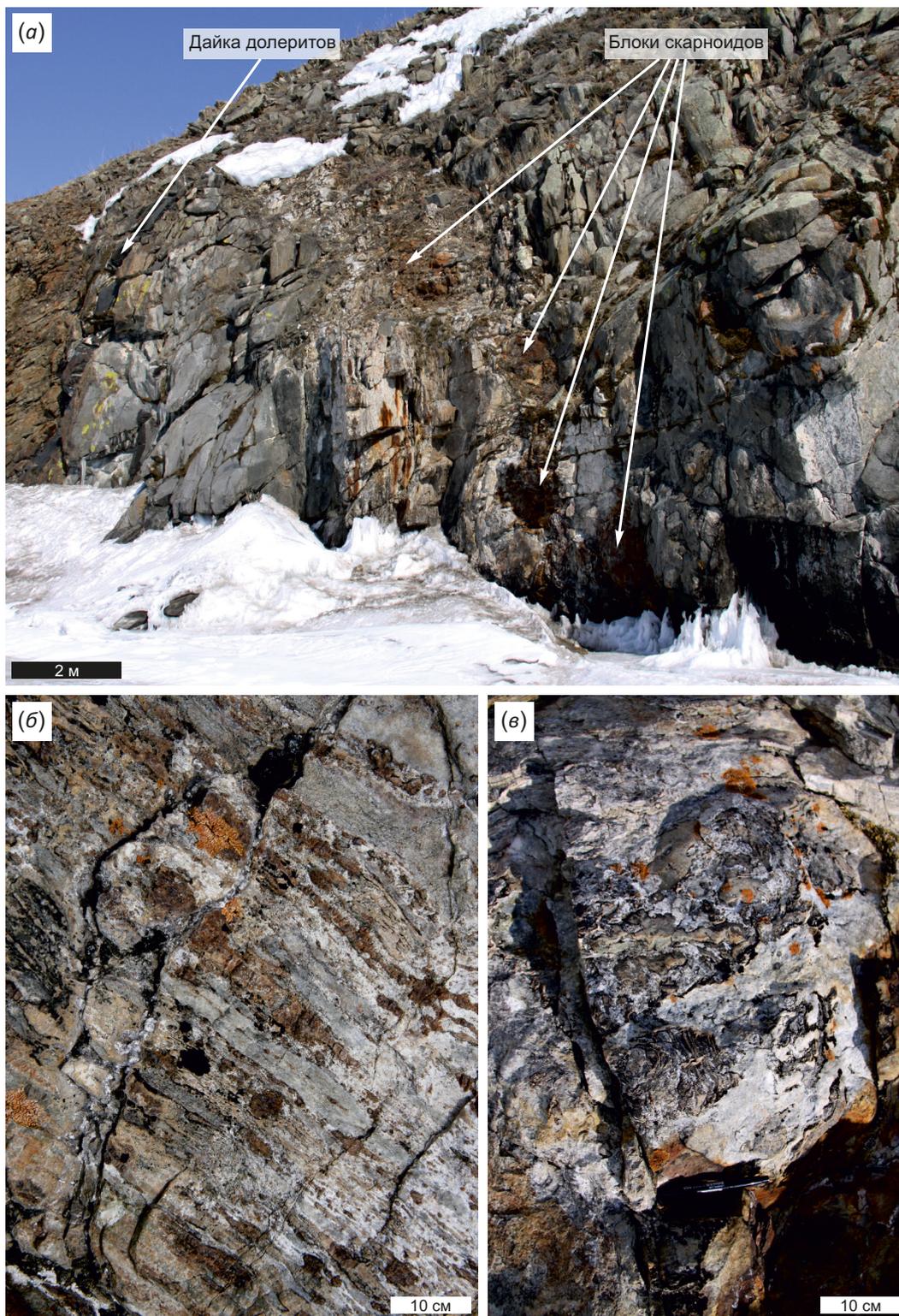


Рис. 11. Дайка кальцитовых мраморов с фрагментами скарноидов в габбро усть-крестовского комплекса.
 (а) – общий вид дайки мраморов, слева – отдельная дайка долеритов; (б) – фрагмент полосчатых скарноидов: коричневые – существенно гранатовые, зеленовато-серые – существенно пироксеновые, белые – существенно кальцитовые; (е) – фрагмент пятнисто-блоковых скарноидов волластонит-цоизит-плаггиоклазового состава.

Fig. 11. Dike of calcitic marble with skarn fragments in the Ust'-Krestovskiy gabbro.
 (a) – general view of calcitic marble dike and dolerite dike on the left; (б) – fragment of banded skarn composed of mainly of garnet (brown), pyroxene (greenish-grayish), and calcite (white); (е) – fragment of mottled skarn blocks of wollastonite-zoisite-plagioclase composition.

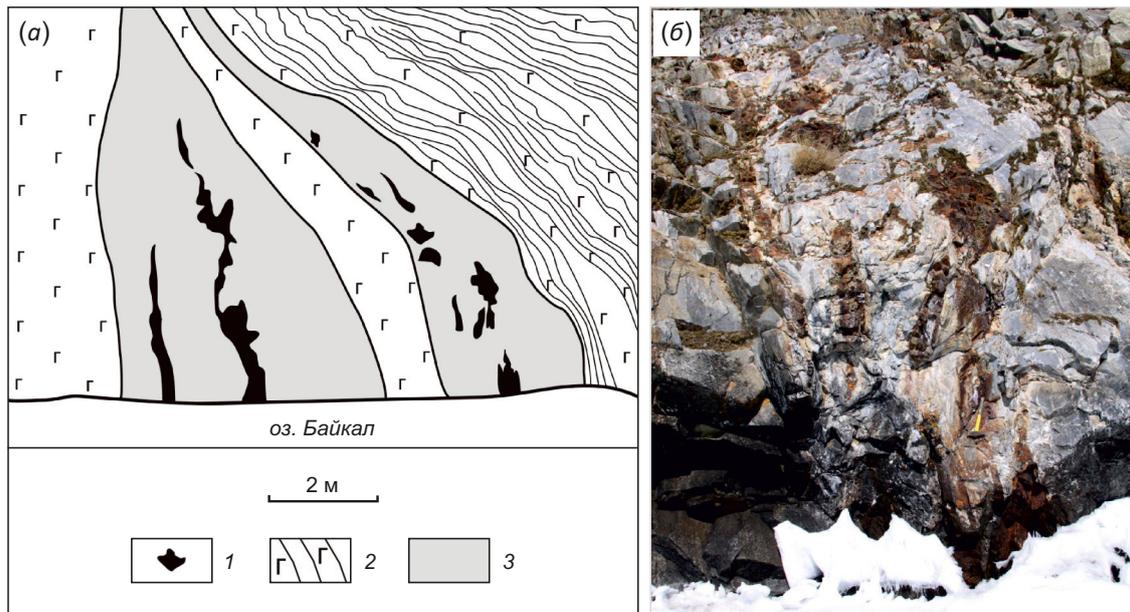


Рис. 12. Дайки ассоциирующихся с долеритами мраморов в габброидах Усть-Крестовского массива.

(а) – зарисовка с фотографии, (б) – фотография (по [Sklyarov et al., 2021]). 1 – долериты; 2 – габбро с элементами магматической расслоенности; 3 – мелкозернистые мраморы. (а) – в мраморной дайке слева – две слепые дайки долеритов; (б) – на фотографии – фрагменты долеритов красно-коричневого цвета в дайке мраморов.

Fig. 12. Marble dikes coexisting with dolerite in the Ust-Krestovskiy gabbro.

(а) – photograph-based sketch, (б) – photograph, after [Sklyarov et al., 2021]. 1 – dolerite; 2 – gabbro with magmatic layering; 3 – fine-grained marble. (а) – two blind dolerite dikes in marble (left) and dolerite fragments in marble (right); (б) – reddish-brown dolerite fragments in marble (right part of sketch).

Минералы кальцифиров и скарноидов также отличаются значительными вариациями химического состава.

4.4. Бугульдейский участок

В пределах Бугульдейского массива габброидов бирхинского комплекса изучены два участка с карбонатными дайками. На одном из них присутствует серия ветвящихся крутопадающих даек сливных кальцитовых мраморов белого цвета (рис. 13, а), в которых иногда встречаются остроугольные ксенолиты вмещающих габбро. Мощность даек составляет 30–70 см. На другом – обнажается субгоризонтальная дайка доломитовых мраморов (рис. 13, б), прослеженная на 150 м при максимальной мощности 2 м. Мраморы белые с розоватым оттенком, мелкозернистые и очень плотные. В контактовой части даек иногда развиваются зоны скарнирования мощностью до 10 см, имеющие чаще всего линзовидную форму (рис. 13, в). Скарноиды имеют пироксен-цоизит-плагноклазовый или гранат-пироксеновый состав. Сами же доломитовые мраморы почти не содержат зерен силикатных минералов.

4.5. Участок Томота

Участок расположен в пределах мощной сдвиговой пластины, сложенной мигматизированными гнейсами и гранитогнейсами, насыщенными конформными жилами пегматит-аплитов, занимающими места более 50 % общего объема пород [Fedorovsky et al., 2012].

Участок неплохо обнажен, что позволило с высокой точностью нанести на карту тела кальцитовых мраморов и амфиболитов, которые прослеживаются в виде субпараллельных цепочек небольших линзовидных тел кальцитовых мраморов и амфиболитов (рис. 14). Размеры линз мраморов и кальцифиров сильно варьируются: протяженность от десятка до сотни метров при мощности от 3 до 15 м. Вмещающие породы представлены биотитовыми и гранат-биотитовыми гнейсами с многочисленными жилами пегматит-аплитов мощностью от 30 см до 7 м в раздувах. Амфиболиты, в том числе гранатсодержащие, обычно имеют типичную гнейсовидную текстуру, но частично представлены массивными разностями, трактуемыми в качестве метагаббро. К северу и югу от участка, равно как и по простиранию гнейсовой толщи, тела карбонатного и базитового состава отсутствуют.

Карбонатные тела представлены практически чистыми кальцитовыми мраморами, мелко- или среднезернистыми. Явления скарнирования на их контактах с гнейсами отсутствуют.

Линейные тела карбонатных пород, которые вполне могут оказаться дайками, известны и на других участках Ольхонского террейна, в частности в пределах Тажеранского массива, расположенного вблизи вышеописанного Уланнурского участка [Sklyarov et al., 2009, 2013], и в скальных выходах северо-восточной оконечности о-ва Ольхон. Однако особенности их строения и конфигурации допускают разную интерпретацию.

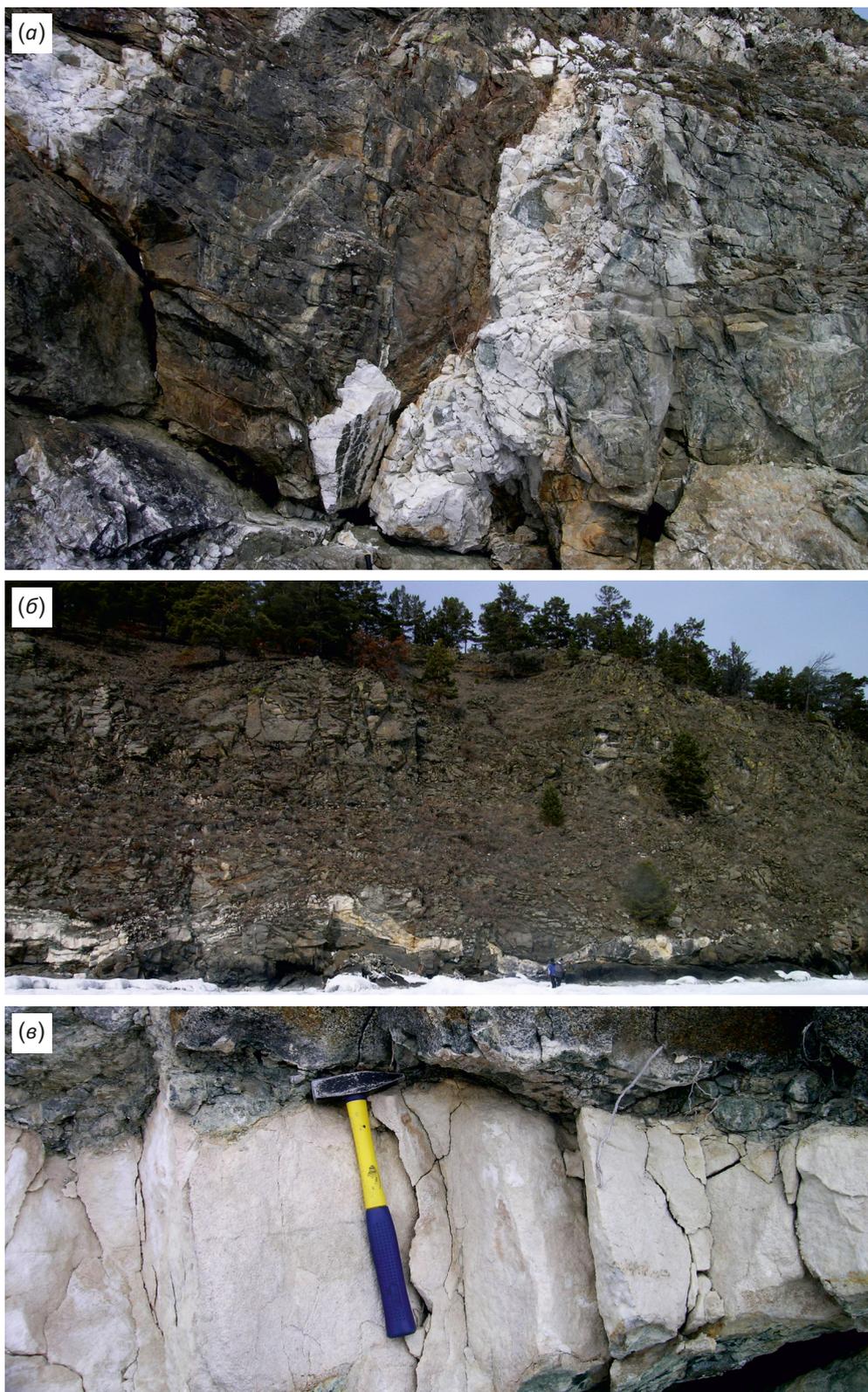


Рис. 13. Мраморные дайки в габбро бирхинского комплекса Бугульдейского участка.

(a) – крутопадающие ветвящиеся дайки кальцитовых мраморов; (б) – субгоризонтальная дайка доломитовых мраморов; (в) – фрагмент дайки доломитовых мраморов с зонами развития пироксен-цоизит-плагиоклазовых скарнов.

Fig. 13. Marble dikes in the Birkhin gabbro, Buguldeika site.

(a) – steep branching dikes of calcitic marble; (б) – nearly horizontal dike of dolomitic marble; (в) – fragment of dolomitic marble dike with pyroxene-zoisite-plagioclase skarn.

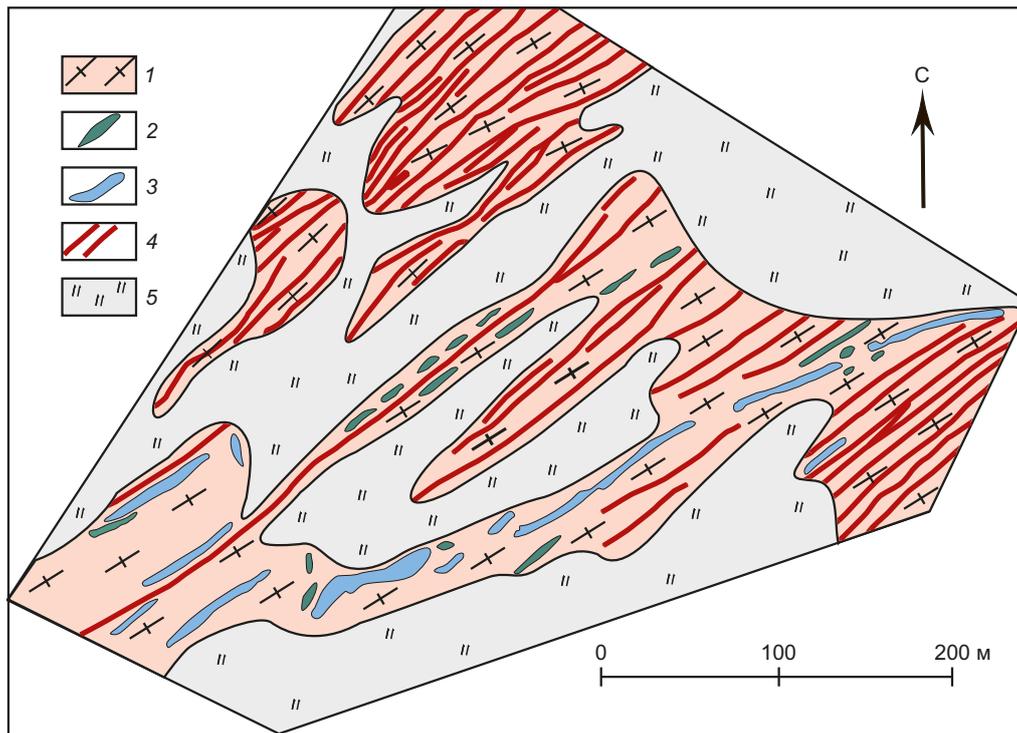


Рис. 14. Тектонизированные дайки кальцитовых мраморов и метагаббро в гнейсах участка Томота.

1 – биотитовые, реже – гранат-биотитовые гнейсы; 2 – метагаббро и амфиболиты по габбро; 3 – кальцитовые мраморы; 4 – жилы гранитов и пегматит-аплитов; 5 – задернованная поверхность.

Fig. 14. Deformed dikes of calcitic marble and metagabbro among gneisses, Tomota site.

1 – biotite or less often garnet-biotite gneisses; 2 – metagabbro and amphibolite derived from gabbro; 3 – calcitic marble; 4 – granitic and pegmatite-aplitic veins; 5 – vegetated surface.

5. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Обобщая особенности проявления и состава даек мраморов и кальцифиров, отметим наиболее, на наш взгляд, важные.

Распространенность этих даек в Ольхонском террейне гораздо более широкая и не ограничивается приведенными примерами. Сложность обоснования дайковой природы линейных карбонатных тел заключается в том, что в большинстве случаев их простирание субконформно сланцеватости или гнейсовидности вмещающих силикатных пород. В условиях неполной обнаженности на поверхности более привычным и логичным для любого геолога будет отнесение таких тел к пластам в метаморфизованной силикатно-карбонатной толще. Именно поэтому все описанные выше карбонатные дайки обнаружены в скальных береговых выходах, кроме участка Томота. Наиболее убедительна дайковая природа мраморов и кальцифиров в пределах Усть-Крестовского и Бугульдейского массивов габбро. Но и здесь без детального картирования и изучения велик соблазн отнести их к ксенолитам вмещающих пород, несмотря на то, что в большинстве случаев отношение протяженности к мощности карбонатных тел превышает 100:1. В амфиболитах уверенно говорить именно о дайках, а не о пластах можно, когда отчетливо видно косое срезание элементов сланцеватости (Уланнурский и Бегульский участки, см. рис. 7, 8).

Дополнительным признаком не первично-осадочной природы карбонатов являются «зоны закалки», обусловленные увеличением в краевых частях зерен кварца и уменьшением количества мелкой вкрапленности графита (см. рис. 7). Механизм их формирования еще предстоит выяснить, но уже понятно, что это не может быть первично-осадочной последовательностью. Наиболее же сложным и проблематичным является обоснование дайковой природы карбонатных линейных тел в гнейсах. И этому есть простое объяснение. Все породы террейна интенсивно линейризованы в процессе сдвигового тектогенеза, причем наиболее сильную трансформацию претерпели наименее компетентные породы кислого состава, будь то первично-осадочные тела или магматические породы. В процессе линейризации предполагаемые дайки карбонатного состава были дезинтегрированы, образуя цепочки вытянутых тел (участок Томота, рис. 14), но могли и выжиматься в более крупные тела в процессе вязкопластического течения. Дополнительным аргументом дайковой природы может быть ассоциация с цепочками метабазитов, включая явные метагаббро. Здесь стоит отметить, что практически на всех охарактеризованных участках карбонатные дайки ассоциируют либо с метадолеритами (участок Бегул, см. рис. 7), либо с гранитами (Уланнурский участок, см. рис. 3), либо с теми и другими (Усть-Крестовский участок, см. рис. 12). Другими

словами, происходило субсинхронное внедрение силикатных и карбонатных расплавов. Но был ли это действительно карбонатный расплав или карбонатные инъекции – результат вязкопластического течения, этот вопрос требует специального обсуждения.

Прежде всего отметим, что и по минералогическим критериям, и по геохимическим особенностям (Прил. 1, табл. 1.5) изученные карбонатные дайки не соответствуют мантийным карбонатитам, имеющим яркие и специфические минералого-геохимические особенности (например [Bell, Tilton, 2002]). Для карбонатно-силикатных пород характерна типичная скарновая минералогия (Прил. 1, табл. 1.1, 1.2, 1.3, 1.4 ДМ), появление в них циркона, алланиита и некоторых других минералов вполне объяснимо и взаимодействием с гранитными или сиенитовыми расплавами, поэтому гипотезу о внедрении «настоящих» карбонатитов можно оставить за скобками. В таком случае появление карбонатных и силикатно-карбонатных расплавов Ольхонского террейна можно объяснить только выплавками в карбонатно-гнейсовом субстрате нижней коры. Для мантийных карбонатных выплавов требуется высокая температура, превышающая 1200 °С [Wyllie, Tuttle, 1960], что большинством геологов принимается условием и для плавления в коре, а это практически нереально по всем оценкам. Однако даже не делается попыток аналогии с силикатными расплавами, для которых температура плавления в «сухих» и водонасыщенных условиях может отличаться на 200–300 °С. При этом упускается из виду то, что еще в ранних экспериментах по плавлению карбонатов было показано существенное различие между температурой плавления карбонатов в «сухих» и «мокрых» условиях. Температура плавления кальцита в присутствии водного флюида опускается до 740 °С при давлении 1 кбар [Wyllie, Tuttle, 1960], плавно снижаясь по мере роста давления. Добавка в систему MgO снижает температуру плавления карбонатов до 600 °С [Fanelli et al., 1986]. При фиксированном составе флюида ($X_{\text{CO}_2}=0.05$) кривая солидуса гранита в водонасыщенных условиях примерно совпадает с линией плавления кальцита, а кривая плавления доломита расположена на 100 °С ниже [Lentz, 1999]. Собственно, процесс плавления карбонатов в коре лимитируется только водонасыщенностью области плавления. В Ольхонском же террейне высокая водонасыщенность области плавления карбонатно-гнейсового субстрата подтверждается широким распространением жил пегматит-аплитов, количество которых на некоторых участках превышает 20–30 % [Fedorovsky, Sklyarov, 2010] и выплавление которых требует высокого содержания воды в субстрате [Patino Douce, Harris, 1998]. В пользу кристаллизации даек из расплава, а не вязкопластического внедрения (своеобразные протрузии) свидетельствует массивная текстура многих даек без следов течения или дробления в твердом состоянии и своеобразная зональность даек, выражающаяся в различном составе и структуре центральных и краевых частей даек (Уланнурский и Бегульский участки).

В то же время для кальцифиров часто наблюдается полосчатость, обусловленная чередованием полос с разным соотношением силикатных минералов и кальцита, что можно интерпретировать как результат вязкопластического течения. А их минералогия полностью соответствует типичной скарновой, что может ставить под сомнение их дайковую природу. Практически для всех геологов присутствие скарновых ассоциаций является железобетонным доказательством взаимодействия силикатного расплава с твердофазным карбонатным материалом. Но так ли однозначно эти признаки свидетельствуют не в пользу внедрения карбонатного расплава в силикатную матрицу? Ведь воздействие водонасыщенного карбонатного расплава на амфиболиты или габброиды может привести точно к таким же метасоматическим реакциям. К тому же скарноиды не образуют зоны на контактах карбонатной и силикатной сред, а встречаются либо в виде достаточно крупных фрагментов в мраморе (Усть-Крестовский участок, см. рис. 11), либо в виде более мелких скоплений в силикатном карбонатном матриксе, который содержит правильные кристаллы граната, пироксена и других «скарновых» минералов (Уланнурский участок, см. рис. 5). Структурирование же силикатно-карбонатных даек могло происходить на этапе кристаллизации расплава с последующим вязкопластическим течением материала в активной тектонической обстановке.

Но все-таки вопрос о расплавном или вязкопластическом внедрении карбонатных и силикатно-карбонатных тел в силикатные породы метаморфических комплексов остается предметом дискуссии. Прямыми признаками кристаллизации из расплава были бы расплавные включения, но они не обнаружены. В карбонатах их выявление вряд ли возможно вообще с учетом перекристаллизации на более поздних стадиях остывания системы. Силикаты же в дайках террейна имеют метасоматический генезис. Последнее, впрочем, не опровергает вероятность кристаллизации кальцифиров из расплава и не исключает вариант кристаллизации «магматических» силикатов и их последующего метасоматического преобразования при взаимодействии карбонатной и силикатной составляющих в процессе остывания. Более того, даже в случае мантийных карбонатитов на примере кальцитовой дайки о-ва Альнэ [Vuorinen, Skelton, 2004] было доказано, что все силикатные минералы являются продуктом ассимиляции вмещающих пород чисто кальцитовым расплавом.

Принимая во внимание обычную ассоциацию карбонатных даек с метадолеритами и жилами гранитов, а также близкий возраст этих магматитов (460–470 млн лет [Sklyarov, 2005; Fedorovsky et al., 2010]), можно предполагать варианты геодинамических сценариев, одним из важных вопросов которых является природа карбонатных пород, внедренных в виде карбонатных и силикатно-карбонатных даек, описанных в настоящей статье, или инъецированных в силикатные комплексы в виде мраморных меланжей [Sklyarov et al., 2013, 2021]. В первом из них карбонатные толщи отлагались

непосредственно в древней островодужной обстановке и являются принадлежностью островодужного террейна. Попадание этого террейна в область влияния горячего поля [Yarmolyuk et al., 2013; Lavrenchuk et al., 2017] обеспечивает прогрев всей системы и, кроме того, инициирует выплавление базитовых магм, на что указывает значительный объем интрузивных пород бирхинского и усть-крестовского комплексов. Базитовые магмы, перемещаясь на уровень нижней коры, фактически обеспечивают эффективный перенос тепла, что вызывает прогрев коры и приводит к образованию гранитных расплавов, повышению пластичности и, возможно, плавлению карбонатов, которые совместно с базитовыми магмами перемещаются на верхние горизонты коры. В результате такого субсинхронного внедрения образуются гранитные, долеритовые, карбонатные, а иногда и комбинированные дайки.

По другому сценарию в процессе амальгамации Ольхонского коллизионного террейна и его причленения к Сибирскому кратону принимали участие комплексы океанической коры задугового бассейна, включающие как офиолиты, так и перекрывающие осадки [Don-skaya et al., 2017; Sklyarov et al., 2020], островодужные комплексы, а также кратонный блок, представленный раннедокембрийским фундаментом и перекрывающими неопротерозойскими существенно карбонатными осадками пассивной окраины. Последний мог быть как отторженцем Сибирского кратона, в прилегающей части которого широко распространены неопротерозойские карбонатные серии, так и фрагментом какого-то другого кратона. Попадание этого блока на нижние уровни коры при коллизии, прогрев и частичное плавление в утолщенной коре с дополнительным воздействием мантийных базитовых расплавов в присутствии водного флюида приводили к выплавлению гранитных и карбонатных расплавов. Далее происходило пульсационное внедрение порций гранитных и карбонатных коровых и базитовых мантийных расплавов в верхние уровни коры, создавая ту пеструю картину, которую мы сейчас наблюдаем на поверхности. Предпочтения того или иного сценария у авторов статьи расходятся.

Ольхонский террейн не является уникальным в отношении карбонатных даек. В норвежских каледонидах Торма описаны кальцитовые жилы в пределах толщи переслаивания гнейсов и кальцитовых мраморов Верхнего надвига [Roberts, Zwaan, 2007]. Инъектирование мраморов произошло на этапе коллапса орогена в результате сдвигового тектогенеза. В коллизионной системе Гималаев инъекционные карбонатные породы выявлены в пределах Восточно-Гималайского синтаксиса, где они образуют рои даек в гнейсах Кристаллического массива Больших Гималаев [Liu et al., 2006]. Минеральные парагенезисы даек отвечают типично метаморфическим (форстерит, шпинель, флогопит, паргасит, скаполит и др.). Коровые карбонатные выплавки были обнаружены в палеопротерозойском метаморфическом комплексе Северо-Китайского кратона [Wan et

al., 2008]. Многочисленные тела карбонатно-силикатных пород субсинхронны процессам гранулитового метаморфизма вмещающей гнейсовой толщи. Ю. Ван с соавторами [Wan et al., 2008] предложили для таких карбонатно-силикатных пород термин «коровые карбонатиты» (crustal carbonatite). Есть другие примеры мраморных даек, и можно ожидать расширения географии их появления.

6. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В пределах Ольхонского композитного террейна распространены дайки мраморов (кальцитовых и доломитовых) и силикатно-карбонатных пород (кальцифиров), надежно диагностируемые только в массивах габбро и ортоамфиболитах Крестовского субтеррейна. Среди существенно гнейсовых образований остальной части террейна надежное обоснование дайковой природы линейных или линзовидных тел карбонатных пород более проблематично в связи с интенсивной линейризацией первично-осадочных или магматических пород среднекислого состава в процессе сдвигового тектогенеза. Большинство даек субвертикальные, но встречаются и пологопадающие. Мощность даек варьируется от 20 см до нескольких метров при прослеженной протяженности, превышающей 100 м. Нередко карбонатные дайки ассоциируют с дайками долеритов и/или жилами гранитов с признаками субсинхронного внедрения. По минералого-геохимическим особенностям изученные дайки резко отличаются от карбонатитов мантийного генеза и предположительно являются продуктами плавления первично-осадочных карбонатных толщ в результате коллизионных процессов. Для силикатно-карбонатных дайковых пород характерна типично скарновая минеральная ассоциация: гранат гроссуляр-андрадитового ряда, клинопироксен диопсид-геденбергитового состава, волластонит, титанит, цоизит-клиноцоизит, калишпат и другие минералы. Это объясняется взаимодействием карбонатной и силикатной матрицы в процессе остывания системы.

Предлагаемая модель внедрения карбонатных даек включает повышение температуры, связанное с внедрением мантийных магм базитового состава в нижние части коры, наряду с утолщением последней, что обусловило массовое плавление силикатных пород анхигранитного состава и карбонатов. В процессе наиболее мощно проявленного сдвигового тектогенеза происходило внедрение порций гранитного и карбонатного состава, а также мантийных базитовых магм. Что касается природы осадочных карбонатов, инъектированных в силикатную матрицу в виде даек или тел мраморного меланжа, то рассматриваются два варианта: 1) их отложение непосредственно в древней островной дуге; 2) попадание в зону коллизии фрагмента раннедокембрийского блока с перекрывающими неопротерозойскими карбонатными осадками.

Карбонатные и силикатно-карбонатные дайки Ольхонского композитного террейна – явление довольно

редкое, но не уникальное. Такие дайки описаны в каледонидах Норвегии [Roberts, Zwaan, 2007], Кристаллическом массиве Больших Гималаев [Liu et al., 2006], палеопротерозойском метаморфическом комплексе Северо-Китайского кратона [Wan et al., 2008] и некоторых других метаморфических комплексах мира.

7. БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны О.А. Складаровой и И.Г. Барашу за помощь в оформлении иллюстраций к статье, а также выражают свою глубокую признательность членам-корреспондентам РАН А.Н. Диденко и А.А. Сорокину за оперативно сделанные замечания и предложения по улучшению статьи.

8. ЗАЯВЛЕННЫЙ ВКЛАД АВТОРОВ / CONTRIBUTION OF THE AUTHORS

Все авторы внесли эквивалентный вклад в подготовку публикации.

The authors contributed equally to this article.

9. КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ / CONFLICT OF INTERESTS

Авторы заявляют об отсутствии у них конфликта интересов. Все авторы прочитали рукопись и согласны с опубликованной версией.

The authors have no conflicts of interest to declare. All authors have read and agreed to the published version of the manuscript.

10. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

Bell K., Tilton G.R., 2002. Probing the Mantle: The Story from Carbonatites. *Eos* 83 (25), 273–277. <https://doi.org/10.1029/2002E0000190>.

Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Fedorovsky V.S., Sklyarov E.V., Cho M., Sergeev S.A., Demonterova E.I., Mazukabzov A.M., Lepekina E.N., Cheong W., Kim J., 2017. Pre-Collisional (>0.5 Ga) Complexes of the Olkhon Terrane (Southern Siberia) as an Echo of Events in the Central Asian Orogenic Belt. *Gondwana Research* 42, 243–263. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2016.10.016>.

Donskaya T.V., Sklyarov E.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M., Sal'nikova E.B., Kovach V.P., Yakovleva S.Z., Berezhnaya N.G., 2000. The Cisbaikal Collisional Metamorphic Belt. *Doklady Earth Sciences* 374 (7), 1075–1079 (in Russian) [Донская Т.В., Складаров Е.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Яковлева С.З., Бережная Н.Г. Прибайкальский коллизионный метаморфический пояс // Доклады РАН. 2000. Т. 374. № 7. С. 1075–1079].

Eskin A.S., Ez V.V., Grabkin O.V., Letnikov F.A., Melnikov A.I., Morozov Yu.A., Shkandry B.O., 1979. Correlation of Deep-Seated Processes in the Precambrian Metamorphic Complexes of the Baikal Area. *Nauka, Novosibirsk*, 118 p. (in Russian) [Ескин А.С., Эз В.В., Грабкин О.В., Летников Ф.А., Мельников А.И., Морозов Ю.А., Шкандрий Б.О. Корреляция эндогенных процессов в метаморфических комплексах докембрия Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1979. 118 с.].

Fanelli M.T., Cava N., Wyllie P.J., 1986. Calcite and Dolomite without Portlandite at a New Eutectic in CaO–MgO–CO₂–H₂O with Applications to Carbonatites. In: *Morphology and Phase Equilibria of Minerals. Proceedings of the 13th General Meeting of the International Mineralogical Association (September 19–25, 1982, Varna)*. Bulgarian Academy of Science, Sofia, Bulgaria, p. 313–322.

Fedorovsky V.S., Dobrzhinetskaya L.F., Molchanova T.V., Likhachev A.B., 1993. A New Type of Melange (Baikal, Ol'khon Region). *Geotectonics* 4, 30–45 (in Russian) [Федоровский В.С., Добржинецкая Л.Ф., Молчанова Т.В., Лихачев А.Б. Новый тип меланжа (Байкал, Ольхонский регион) // Геотектоника. 1993. Т. 27. № 4. С. 30–45].

Fedorovsky V.S., Mazukabzov A.M., Sklyarov E.V., Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Lavrenchuk A.V., Agatova A.R., Kotov A.B., 2012. Aerospace Geological Map South-West Part of Chernorud and Tomota Zone of Olkhon Region (Lake Baikal). AITIS Group, Moscow.

Fedorovsky V.S., Sklyarov E.V., 2010. The Olkhon Geodynamic Proving Ground (Lake Baikal): High-Resolution Satellite Data and Geological Maps of New Generation. *Geodynamics & Tectonophysics* 1 (4), 331–418 (in Russian) [Федоровский В.С., Складаров Е.В. Ольхонский геодинамический полигон (Байкал): аэрокосмические данные высокого разрешения и геологические карты нового поколения // Геодинамика и тектонофизика. 2010. Т. 1. № 4. С. 331–418]. <https://doi.org/10.5800/GT-2010-1-4-0026>.

Fedorovsky V.S., Sklyarov E.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M., Donskaya T.V., Lavrenchuk A.V., Starikova A.E., Dobretsov N.L., Kotov A.B., Tevelev Ark.V., 2017. Aerospace Geological Map of the Olkhon Region (Baikal, Russia). Copymaster Center, Moscow.

Fedorovsky V.S., Sklyarov E.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M., Donskaya T.V., Lavrenchuk A.V., Starikova A.E., Dobretsov N.L., Kotov A.B., Tevelev Ark.V., 2020. Collision System of West Pribaikalie: Aerospace Geological Map of Olkhon Region (Baikal, Russia). *Geodynamics & Tectonophysics* 11 (3), 447–452 (in Russian) [Федоровский В.С., Складаров Е.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Донская Т.В., Лавренчук А.В., Старикова А.Е., Добрецов Н.Л., Котов А.Б., Тевелев Арк.В. Коллизионная система Западного Прибайкалья: Аэрокосмическая геологическая карта Ольхонского региона (Байкал, Россия) // Геодинамика и тектонофизика. 2020. Т. 11. № 3. С. 447–452]. <https://doi.org/10.5800/GT-2020-11-3-0485>.

Fedorovsky V.S., Sklyarov E.V., Izokh A.E., Kotov A.B., Lavrenchuk A.V., Mazukabzov A.M., 2010. Strike-Slip Tectonics and Subalkaline Mafic Magmatism in the Early Paleozoic Collisional System of the Western Baikal Region. *Russian Geology and Geophysics* 51 (5), 534–547. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2010.04.009>.

Fedorovsky V.S., Vladimirov A.G., Khain E.V., Kargopolov S.A., Gibsher A.S., Izokh A.E., 1995. Tectonics, Metamorphism, and Magmatism of Collision Zones in Early Paleozoic Orogenic Complexes of Central Asia. *Geotectonics* 3, 3–22 (in Russian) [Федоровский В.С., Владимиров А.Г., Хаин Е.В., Каргополов С.А., Гибшер А.С., Изох А.Э. Тектоника, метаморфизм и магматизм коллизионных зон каледонид

Центральной Азии // Геотектоника. 1995. Т. 29. № 3. С. 3–22].

Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Fedorovskii V.S., Mazukabzov A.M., Sklyarov E.V., Lavrenchuk A.V., Lepekhina E.N., 2014. Fragment of the Early Paleozoic (~500 Ma) Island Arc in the Structure of the Olkhon Terrane, Central Asian Fold Belt. *Doklady Earth Sciences* 457, 905–909. <https://doi.org/10.1134/S1028334X14080042>.

Lavrenchuk A.V., Sklyarov E.V., Izokh A.E., Kotov A.B., Sal'nikova E.B., Fedorovsky V.S., Mazukabzov A.M., 2017. Compositions of Gabbro Intrusions in the Krestovsky Zone (Western Baikal Region): A Record of Plume–Suprasubduction Mantle Interaction. *Russian Geology and Geophysics* 58 (10) 1139–1153. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2017.09.001>.

Lavrenchuk A.V., Sklyarov E.V., Izokh A.E., Kotov A.B., Vasyukova E.A., Fedorovskii V.S., Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Mazukabzov A.M., 2019. Birkhin Volcanoplutonic Association, Ol'khon Region, Western Baikal Area: Petrological Criteria of Comagmatic Origin. *Petrology* 27, 291–306. <https://doi.org/10.1134/S0869591119030044>.

Lentz D.R., 1999. Carbonatite Genesis: A Reexamination of the Role of Intrusion-Related Pneumatolytic Skarn Processes in Limestone Melting. *Geology* 27 (4), 335–338. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1999\)027%3C0335:CGAROT%3E2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1999)027%3C0335:CGAROT%3E2.3.CO;2).

Liu Y., Berner Z., Massonne H.-J., Zhong D., 2006. Carbonatite-Like Dykes from the Eastern Himalayan Syntaxis: Geochemical, Isotopic, and Petrogenetic Evidence for Melting of Metasedimentary Carbonate Rocks within the Orogenic Crust. *Journal of Asian Earth Sciences* 26 (1), 105–120. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2004.10.003>.

Patino Douce A.E., Harris N., 1998. Experimental Constraints on Himalayan Anatexis. *Journal of Petrology* 39 (4), 689–710. <https://doi.org/10.1093/petroj/39.4.689>.

Pavlovsky E.V., Eskin A.S., 1964. Archean Rocks in the Baikal Region: Composition and Structure. Nauka, Moscow, 128 p. (in Russian) [Павловский Е.В., Ескин А.С. Особенности состава и структуры архея Прибайкалья. М.: Наука, 1964. 128 с.].

Roberts D., Zwaan K.B., 2007. Marble Dykes Emanating from Marble Layers in an Amphibolite-Facies, Multiply-Deformed Carbonate Succession, Troms, Northern Norway. *Geological Magazine* 144 (5), 883–888. <https://doi.org/10.1017/S0016756807003810>.

Sklyarov E.V. (Ed.), 2005. Structural and Tectonic Correlation across the Central Asia Orogenic Collage: North-Eastern Segment. Guidebook and Abstract Volume of the Siberian

Workshop IGCP480 (July 25 – August 6, 2005, Irkutsk – Ulan-Ude, Russia). IEC SB RAS, Irkutsk, 291 p.

Sklyarov E.V., Fedorovsky V.S., Kotov A.B., Lavrenchuk A.V., Mazukabzov A.M., Levitsky V.I., Sal'nikova E.B., Starikova A.E. et al., 2009. Carbonatites in Collisional Settings and Pseudo-Carbonatites of the Early Paleozoic Ol'khon Collisional System. *Russian Geology and Geophysics* 50 (12), 1091–1106. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2009.11.008>.

Sklyarov E.V., Fedorovsky V.S., Kotov A.B., Lavrenchuk A.V., Mazukabzov A.M., Starikova A.E., Yakovleva S.Z., Anisimova I.V., Fedoseenko A.M., 2013. Carbonate and Silicate-Carbonate Injection Complexes in Collision Systems: The West Baikal Region as an Example. *Geotectonics* 47 (3), 180–196. <https://doi.org/10.1134/S0016852113020064>.

Sklyarov E.V., Lavrenchuk A.V., Fedorovsky V.S., Pushkarov E.V., Semenova D.V., Starikova A.E., 2020. Dismembered Ophiolite of the Olkhon Composite Terrane (Baikal, Russia): Petrology and Emplacement. *Minerals* 10 (4), 305. <https://doi.org/10.3390/min10040305>.

Sklyarov E.V., Lavrenchuk A.V., Mazukabzov A.M., 2021. Marble Mélange: Variations of Composition and Modes of Formation. *Geodynamics & Tectonophysics* 12 (4), 805–825 (in Russian) [Скляр Е.В., Лавренчук А.В., Мазукабзов А.М. Мраморный меланж: вариации состава и механизмы образования // Геодинамика и тектонофизика. 2021. Т. 12. № 4. С. 805–825]. <https://doi.org/10.5800/GT-2021-12-4-0556>.

Vuorinen J.H., Skelton A.D.L., 2004. Origin of Silicate Minerals in Carbonatites from Alno Island, Sweden: Magmatic Crystallization or Wall Rock Assimilation. *Terra Nova* 16 (4), 210–215. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2004.00557.x>.

Wan Y., Liu D., Xu Z., Dong C., Wang Z., Zhou H., Yang Z., Liu Z., Wu J., 2008. Paleoproterozoic Crustally Derived Carbonate-Rich Magmatic Rocks from the Daqinshan Area, North China Craton: Geological, Petrographical, Geochronological and Geochemical (Hf, Nd, O and C) Evidence. *American Journal of Science* 308 (3), 351–378. <https://doi.org/10.2475/03.2008.07>.

Wyllie P.J., Tuttle O.F., 1960. The System CaO-CO₂-H₂O and the Origin of Carbonatites. *Journal of Petrology* 1 (1), 1–46. <https://doi.org/10.1093/petrology/1.1.1>.

Yarmolyuk V.V., Kuz'min M.I., Vorontsov A.A., 2013. West Pacific-Type Convergent Boundaries and Their Role in the Formation of the Central Asian Fold Belt. *Russian Geology and Geophysics* 54 (12), 1427–1441. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2013.10.012>.

Таблица 1.1. Минеральный состав гранатов из известково-силикатных пород
Table 1.1. Mineral chemistry of garnets from calc-silicate rocks

Компонент	Участок 1								Участок 3							
	1	2	3	4	5	6	7	8	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	39.32	39.54	39.21	38.93	38.32	37.61	37.64	36.71	39.60	39.17	39.62	39.30	39.04	39.15	38.09	38.79
TiO ₂	bdl	bdl	bdl	bdl	0.32	1.48	0.33	2.14	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	0.95	0.33
Al ₂ O ₃	22.09	21.62	19.72	19.42	17.10	15.89	15.21	12.51	21.41	20.97	19.88	19.16	18.37	18.04	16.51	15.02
FeO _{tot}	0.11	1.27	3.09	4.49	6.46	7.78	9.31	11.63	1.67	2.15	3.94	4.86	5.61	6.34	7.90	9.53
MnO	bdl	bdl	bdl	0.39	0.44	0.41	0.37	0.36	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
MgO	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	0.38	bdl	0.50	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
CaO	36.67	36.84	36.45	35.95	35.58	35.20	34.90	34.61	36.82	36.26	36.81	36.51	36.30	36.25	36.04	36.03
Сумма	98.19	99.46	98.47	98.78	98.22	98.17	97.76	98.46	99.50	98.55	100.25	99.83	99.32	99.78	99.49	99.70
O=12																
Si	3.003	2.996	3.013	2.982	2.987	2.933	2.972	2.910	2.997	2.997	2.996	2.992	2.995	2.995	2.944	3.003
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.019	0.087	0.020	0.128	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.055	0.019
Al	1.989	1.932	1.787	1.754	1.572	1.461	1.416	1.169	1.911	1.892	1.772	1.720	1.661	1.627	1.505	1.371
Fe ³⁺	0.005	0.075	0.187	0.282	0.416	0.500	0.601	0.756	0.095	0.113	0.236	0.296	0.349	0.382	0.496	0.584
Fe ²⁺	0.002	0.005	0.012	0.006	0.005	0.007	0.014	0.015	0.011	0.024	0.013	0.014	0.011	0.024	0.014	0.033
Mn	0.000	0.000	0.000	0.025	0.029	0.027	0.025	0.024	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.044	0.000	0.059	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	3.001	2.991	3.001	2.951	2.972	2.941	2.953	2.940	2.986	2.973	2.983	2.979	2.984	2.972	2.985	2.989
Сумма	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
X _{Andr}	0.00	0.04	0.09	0.14	0.21	0.26	0.30	0.39	0.05	0.06	0.12	0.15	0.17	0.19	0.25	0.30
X _{Grs}	1.00	0.96	0.91	0.86	0.79	0.74	0.70	0.61	0.95	0.94	0.88	0.85	0.83	0.81	0.75	0.70

Примечание. bdl – ниже предела обнаружения; содержание Cr₂O₃, Na₂O, K₂O ниже предела обнаружения.
 Note. bdl – below detection limit; content of Cr₂O₃, Na₂O, K₂O below detection limit.

Таблица 1.2. Минеральный состав пироксенов из известково-силикатных пород

Table 1.2. Mineral chemistry of pyroxenes from calc-silicate rocks

Компонент	Участок 1									Участок 3						
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	52.91	53.77	53.51	52.88	52.76	52.73	51.28	52.37	50.83	53.19	52.02	52.01	51.46	50.89	50.27	49.61
TiO ₂	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
Al ₂ O ₃	0.32	0.00	0.38	0.96	0.30	0.38	0.53	1.19	1.23	0.55	0.57	0.66	0.00	0.00	0.00	0.40
Cr ₂ O ₃	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
FeO _{tot}	4.67	5.63	6.23	7.55	9.24	10.01	11.49	13.80	21.60	8.88	10.55	13.68	15.49	17.41	20.79	23.44
MnO	0.31	0.40	0.39	bdl	0.41	0.46	0.61	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
MgO	14.85	14.00	14.23	12.77	12.31	11.44	10.75	9.35	4.74	12.80	11.60	9.67	8.51	7.13	5.14	3.65
CaO	25.03	25.44	24.99	24.53	24.60	25.23	23.81	22.64	21.72	25.03	24.18	24.52	24.11	24.03	23.70	23.02
Na ₂ O	bdl	0.25	bdl	0.39	bdl	bdl	bdl	0.89	0.66	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
K ₂ O	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
Сумма	98.09	99.49	99.73	99.08	99.62	100.25	98.47	100.24	100.78	100.45	98.92	100.54	99.57	99.46	99.90	100.12
O=6																
Si	1.989	2.002	1.991	1.988	1.993	1.989	1.981	1.991	1.994	1.985	1.987	1.983	2.000	1.999	1.997	1.989
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	0.014	0.000	0.017	0.043	0.013	0.017	0.024	0.053	0.057	0.024	0.026	0.030	0.000	0.000	0.000	0.019
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ³⁺	0.008	0.014	0.001	0.010	0.001	0.004	0.015	0.031	0.005	0.005	0.000	0.004	0.000	0.002	0.007	0.004
Fe ²⁺	0.139	0.162	0.193	0.228	0.291	0.312	0.356	0.408	0.704	0.272	0.337	0.432	0.503	0.570	0.684	0.782
Mn	0.010	0.013	0.012	0.000	0.013	0.015	0.020	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.832	0.777	0.789	0.715	0.693	0.643	0.619	0.530	0.277	0.712	0.660	0.549	0.493	0.417	0.304	0.218
Ca	1.008	1.015	0.997	0.988	0.996	1.020	0.985	0.922	0.913	1.001	0.990	1.002	1.004	1.011	1.009	0.989
Na	0.000	0.018	0.000	0.028	0.000	0.000	0.000	0.066	0.050	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Сумма	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
X _{Mg}	0.85	0.82	0.79	0.76	0.69	0.66	0.62	0.57	0.28	0.72	0.66	0.56	0.49	0.42	0.31	0.22

Примечание. bdl – ниже предела обнаружения; X_{Mg} = Mg / (Mg + Mn + Fe²⁺).

Note. bdl – below detection limit; X_{Mg} = Mg / (Mg + Mn + Fe²⁺).

Таблица 1.3. Минеральный состав алланиита и цоизита из известково-силикатных пород
Table 1.3. Mineral chemistry of allanite and zoizite from calc-silicate rocks

Компонент	Участок 1					Участок 3			
	1	2	3	4	5	1	2	3	4
SiO ₂	34.17	33.82	33.74	33.78	32.07	39.24	38.47	38.88	38.70
Al ₂ O ₃	21.52	21.26	21.80	20.48	18.27	31.91	30.55	29.88	27.57
FeO	10.99	9.20	8.17	9.49	9.12	1.04	3.54	4.73	6.32
MgO	bdl	bdl	bdl	0.53	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
CaO	17.25	16.38	15.49	14.45	19.52	24.42	24.05	24.12	24.01
Ce ₂ O ₃	7.20	10.88	9.50	10.08	11.24	bdl	bdl	bdl	bdl
La ₂ O ₃	5.31	6.53	5.02	8.12	5.42	bdl	bdl	bdl	bdl
Pr ₂ O ₃	0.00	0.00	1.59	0.00	1.47	bdl	bdl	bdl	bdl
Nd ₂ O ₃	1.17	1.53	3.37	1.89	3.70	bdl	bdl	bdl	bdl
Сумма	97.61	99.60	98.68	98.83	100.82	96.61	96.61	97.61	96.60
REE	13.68	18.94	19.48	20.09	21.83	0.00	0.00	0.00	0.00
O=25									
Si	6.033	6.002	6.019	6.074	5.855	6.043	5.974	5.995	6.066
Al	4.479	4.446	4.585	4.341	3.931	5.794	5.593	5.431	5.095
Fe ³⁺	1.623	1.365	1.219	1.428	1.393	0.129	0.441	0.585	0.795
Mg	0.000	0.000	0.000	0.142	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	3.264	3.115	2.961	2.785	3.818	4.030	4.002	3.985	4.033
Ce	0.466	0.707	0.620	0.664	0.752	0.000	0.000	0.000	0.000
La	0.346	0.428	0.330	0.538	0.365	0.000	0.000	0.000	0.000
Pr	0.000	0.000	0.103	0.000	0.098	0.000	0.000	0.000	0.000
Nd	0.074	0.097	0.215	0.121	0.241	0.000	0.000	0.000	0.000
Сумма	16.284	16.159	16.053	16.093	16.452	15.996	16.009	15.997	15.989

Примечание. bdl – ниже предела обнаружения; содержание TiO₂, Cr₂O₃, FeO, MnO, Na₂O, K₂O ниже предела обнаружения.

Note. bdl – below detection limit; content of TiO₂, Cr₂O₃, FeO, MnO, Na₂O, K₂O below detection limit.

Таблица 1.4. Минеральный состав калиевого полевого шпата из известково-силикатных пород
Table 1.4. Mineral chemistry of K-feldspar from calc-silicate rocks

Компонент	Участок 1					Участок 3	
	1	2	3	4	5	1	2
SiO ₂	64.24	64.36	64.46	64.06	64.28	64.52	64.11
Al ₂ O ₃	18.69	18.78	17.44	18.28	18.21	18.21	18.82
Na ₂ O	0.33	bdl	bdl	0.37	0.34	0.55	bdl
K ₂ O	15.80	16.48	16.97	16.59	15.32	16.13	16.97
BaO	3.27	1.80	0.00	0.76	4.30	bdl	bdl
Сумма	99.06	99.62	98.87	99.30	98.15	99.41	99.90
O=8							
Si	2.964	2.972	3.023	2.984	2.977	3.000	2.976
Al	1.017	1.022	0.964	1.004	0.994	0.998	1.030
Na	0.030	0.000	0.000	0.033	0.031	0.050	0.000
K	0.930	0.971	1.015	0.986	0.905	0.957	1.005
Ba	0.066	0.036	0.000	0.015	0.087	0.000	0.000
Сумма	5.007	5.002	5.003	5.023	4.994	5.004	5.011

Примечание. bdl – ниже предела обнаружения; содержание TiO₂, Cr₂O₃, FeO, MnO, MgO ниже предела обнаружения.

Note. bdl – below detection limit; content of TiO₂, Cr₂O₃, FeO, MnO, MgO below detection limit.

Таблица 1.5. Состав мраморных и карбонатно-силикатных даек
Table 1.5. Chemistry of marble and carbonate-silicate dikes

Образец	Участок 1		Участок 2			Участок 3		Участок 4		
	09A160A	09A160B	SE1152A	SE1152B	SE742A	SE1504C	SE1507A	SE724A	SE725A	SE725B
	центр	край	центр	край						
SiO ₂	8.83	20.17	4.83	6.75	2.26	1.09	4.45	4.60	0.00	1.10
TiO ₂	0.12	0.26	0.00	0.49	0.03	0.00	0.05	0.03	0.03	0.03
Al ₂ O ₃	1.82	4.16	0.22	1.71	0.25	0.00	0.70	0.30	0.15	0.00
Fe ₂ O ₃	0.27	0.72	0.14	0.51	0.18	0.00	0.66	0.20	0.20	0.20
FeO	0.81	1.23	0.62	1.73	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MnO	0.12	0.13	0.04	0.06	0.00	0.01	0.00	0.07	0.00	0.00
MgO	2.78	5.01	0.26	1.04	0.00	0.55	0.64	2.20	20.39	22.58
CaO	48.26	40.72	52.49	49.25	54.55	54.78	52.84	52.12	33.45	31.99
Na ₂ O	0.23	0.53	0.05	0.46	0.03	0.00	0.08	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	0.33	0.32	0.04	0.01	0.02	0.00	0.11	0.02	0.01	0.00
P ₂ O ₅	0.04	0.09	0.10	0.08	0.03	0.03	0.05	0.04	0.00	0.00
H ₂ O	0.10	0.13	0.06	0.06	0.06	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00
CO ₂	35.80	25.78	41.18	36.85	42.37	42.82	39.79	40.34	45.49	40.70
LOI	0.40	0.69	0.00	1.17	0.00	0.57	0.52	0.00	0.00	3.32
Сумма	100.01	100.04	100.19	100.28	99.78	100.34	100.13	99.92	99.72	100.00
Sr	510	400	1400	930	2900	1500	2300	540	37	58
Ba	310	380	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.

Примечание. н.о. – не определено.

Note. н.о. – not determined.