

УДК 551.251(571.53/.55)

РЕГИОНАЛЬНЫЙ И КОНТАКТОВЫЙ МЕТАМОРФИЗМ И АВТОМЕТАМОРФИЗМ ОЛЬХОНСКОГО ТЕРРЕЙНА, ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ

© 2020 г. Е. В. Скляр^{а, б, *}, А. В. Лавренчук^{с, д}, В. С. Федоровский^е, Д. П. Гладкочуб^а,
Т. В. Донская^а, А. Б. Котов^г, А. М. Мазукабзов^а, А. Е. Старикова^{с, д}

^аИнститут земной коры СО РАН, ул. Лермонтова, 128, Иркутск, 664033 Россия

^бДальневосточный федеральный университет, ул. Суханова, 8, Владивосток, 690091 Россия

^сИнститут геологии и минералогии СО РАН, просп. Академика Коптюга, 3, Новосибирск, 630090 Россия

^дНовосибирский государственный университет, ул. Пирогова, 2, Новосибирск, 630090 Россия

^еГеологический институт РАН, Пыжевский пер., 6, Москва, 119017 Россия

^гИнститут геологии и геохронологии докембрия РАН, наб. Макарова, 2, Санкт-Петербург, 199034 Россия

*e-mail: skl@crust.irk.ru

Поступила в редакцию 12.04.2019 г.

После доработки 19.05.2019 г.

Принята к публикации 27.05.2019 г.

Породы Ольхонского террейна характеризуются высокой степенью регионального метаморфизма, достигающей гранулитовой фации. Наряду с региональным здесь проявлены процессы контактового метаморфизма и автометаморфизма базитовых даек. Выделено три типа регионального метаморфизма. Для коллажа террейнов севернее зоны Орсо выделяются два этапа регионального метаморфизма: ранний этап гранулитового метаморфизма ($T = 750\text{--}900^\circ\text{C}$, $P = 8\text{--}9$ кбар, около 500 млн лет) и поздний этап, соответствующий амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фациям ($T = 550\text{--}710^\circ\text{C}$, $P = 4\text{--}6$ кбар, 460–470 млн лет). В пределах микротеррейна Орсо, разделяющего Крестовский островодужный субтеррейн от коллажа остальных микротеррейнов, встречаются высокобарные минеральные ассоциации (до 10 кбар), характеризующиеся присутствием высококальциевого граната в метапелитах. Для микротеррейна Орсо и Крестовского субтеррейна характерен относительно высокобарический тренд метаморфизма. В Крестовском субтеррейне закартирована протяженная зона контактового высокотемпературного метаморфизма, связанного с габброидами второй фазы усть-крестовского комплекса. Оценка температуры образования двупироксеновых роговиков по метапорфиритам бирхинской вулканоплутонической ассоциации составляет $750\text{--}850^\circ\text{C}$. Беербахиты – продукты автометаморфизма субвулканических базитовых тел слагают обширное поле в северном обрамлении Тажеранского массива сиенитов, дайки в Бирхинском габбровом массиве и дайки и отдельные блоки в мраморном меланже. Температура автометаморфизма при образовании беербахитов, оцененная по двупироксеновому геотермометру, составляет $700\text{--}1000^\circ\text{C}$.

Ключевые слова: метаморфизм, роговики, беербахиты, Ольхонский террейн, Западное Прибайкалье

DOI: 10.31857/S0869590320010057

ВВЕДЕНИЕ

Сергей Петрович Кориковский, ученик Дмитрия Сергеевича Коржинского, — выдающийся специалист в области метаморфической геологии и петрологии, хорошо известен и в России, и в международном геологическом сообществе. Его глубокие теоретические разработки при создании общей P - T системы температурных фаций и фаций глубинности метаморфизма (Кориковский, 1969а, 1969б, 1979; Кориковский, Перчук, 1983), термально-купольной модели проградно-ретроградной эволюции метаморфизма складчатых поясов, синхронных с гранитообразованием (Кориковский,

1967), обобщающей петрологической модели эволюции эклогитов и ассоциирующих высокобарических пород на стадиях их погружения, пика метаморфизма и последующей эксгумации (Кориковский, 2009) внесли значительный вклад в решение проблем метаморфической петрологии. Материалы для его теоретических построений накапливались по мере изучения конкретных геологических объектов Восточной Сибири, Кавказа, Карелии, Кольского полуострова и Карпат (Кориковский, 1967; Кориковский, Аранович, 2015; Шенгелиа и др., 1991). К одним из таких объектов относится Ольхонский террейн Западного При-

байкаля, для которого С.П. Кориковским еще в конце 70-х гг. была предложена и обоснована модель зонального метаморфизма, не потерявшая своей актуальности до сих пор. Однако опубликована эта схема была гораздо позже О.М. Розеном и В.С. Федоровским (2001) со ссылкой на ее составителя, хотя она была хорошо знакома всем исследователям региона. Согласно этой схеме, примыкающая к Сибирскому кратону часть Ольхонского террейна характеризуется *P-T* условиями гранулитового метаморфизма, а к юго-востоку степень метаморфизма понижается до эпидот-амфиболитовой фации. Следует отметить, что практически одновременно А.С. Ескиным для Ольхонского террейна была предложена схема метаморфизма с выделением нескольких его этапов (Корреляция..., 1979), опирающаяся на традиционные представления о длительном проявлении процессов метаморфизма. Поэтому предполагалось, что практически на всей территории Приольхонья (кроме самой юго-восточной части) и о-ве Ольхон первоначально был проявлен метаморфизм гранулитовой фации в архее, а затем – несколько этапов диафтореза в интервале от палеопротерозоя до позднего палеозоя. Заслуга С.П. Кориковского состояла как раз в том, что им была выделена единая метаморфическая зональность, и на основе анализа парагенетических минеральных ассоциаций оценены *P-T* параметры в разных зонах метаморфизма.

Казалось бы, за 40 лет последующего изучения региона многими коллективами из Москвы, Санкт-Петербурга, Новосибирска и Иркутска предложенная С.П. Кориковским схема метаморфизма должна была серьезно измениться или, как минимум, существенно детализироваться. Однако этого не произошло, хотя был накоплен новый разнообразный геологический и петрологический материал. Отдельные публикации, рассматривающие в основном небольшие площади гранулитовой зоны метаморфизма (Волкова и др., 2010; Мехоношин и др., 2013; Владимиров и др., 2017; Gladkochub et al., 2008), по существу, уточняли параметры метаморфизма в пределах этих участков. В то же время коллективом авторов настоящей статьи в течение последних двадцати лет проводилось планомерное изучение Ольхонского террейна, включающее составление детальных аэрокосмических геологических карт (м-б 1 : 10000–1 : 12500) (Скляров и др., 2012, 2013; Федоровский и др., 2009, 2011, 2012, 2013). В ходе этих исследований были получены новые данные о геологии и петрологии метаморфических и магматических комплексов Ольхонского террейна, которые обсуждаются в настоящей статье на основе разработок С.П. Кориковского.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СОСТАВА И ТЕКТониКИ ОЛЬХОНСКОГО ТЕРРЕЙНА

Ольхонский террейн представляет собой коллаж субтеррейнов, микротеррейнов и тектонических пластин, сформированный в процессах фронтальной и косой коллизии структур Палеоазиатского океана с Сибирским кратоном (Fedorovsky et al., 2005; Федоровский, Скляров, 2010; Donskaya et al., 2017). Фрагменты этого террейна присутствуют также на восточном побережье Байкала (Макрыгина, Антипин, 2018). Эти тектонические единицы характеризуются разным составом и возрастом протолитов слагающих их пород (Donskaya et al., 2017). Наиболее крупным и выдержанным по составу является расположенный в юго-западной части Приольхонья Крестовский субтеррейн, сложенный метавулканитами с надсубдукционными геохимическими характеристиками, крупными массивами габброидов, составляющими вместе с ними единую вулканоплутоническую ассоциацию, а также карбонатными толщами (Гладкочуб и др., 2014; Лавренчук и др., 2017, 2019). Остальные микротеррейны имеют существенно гнейсовый (с гранитами) или пестрый (гнейсово-мраморно-амфиболитовый) состав. Они отделены от Крестовского субтеррейна микротеррейном Орсо.

Представления о раннедокембрийском возрасте метаморфических и магматических комплексов Ольхонского террейна остались в далеком прошлом, начиная с начала 80-х годов прошлого века (Бибилова и др., 1980). К настоящему времени известны многочисленные оценки их возраста (Fedorovsky et al., 2005; Федоровский, Скляров, 2010; Владимиров и др., 2017; Donskaya et al., 2017 и др.), которые находятся в интервале 500–460 млн лет.

Визитной карточкой Ольхонского террейна является высокая степень метаморфизма, достигающая гранулитовой фации. Вопрос о природе и возрасте проявления метаморфических событий принципиально важен для реконструкции его тектонической эволюции. В свете имеющихся данных можно предложить несколько вариантов проявления метаморфических событий, отчасти альтернативных, отчасти взаимодополняющих:

1. Единая метаморфическая зональность отражает разные уровни эрозии глубинных частей коллизионного орогена. Непосредственно у кратона на поверхность выведены метаморфические породы наиболее глубоких уровней континентальной коры, а по удалению от кратона они сменяются метаморфическими породами более высоких горизонтов континентальной коры. В таком случае процессы метаморфизма являются поздними, наложенными на уже сформированную структуру всего террейна.

2. Каждый микротеррейн характеризовался собственными, проявленными до амальгамации, процессами метаморфизма. В дальнейшем породы этих тектонических единиц были вовлечены в метаморфические преобразования на поздних стадиях коллизионного тектогенеза.

3. В ходе коллизионного тектогенеза было проявлено несколько эпизодов метаморфизма разных уровней глубинности. В пользу этого предположения свидетельствуют оценки возраста процессов метаморфизма в интервалах 500–485 млн лет (Бибикина и др., 1990; Gladkochub et al., 2005; Владимиров и др., 2017) и 470–460 млн лет (Fedorovsky et al., 2005 и ссылки в ней). Однако интерпретация этих данных может быть разной: а) уменьшение P - T параметров метаморфизма по мере удаления от кратона отражает позднее тектоническое совмещение метаморфических пород разной глубинности в результате фронтальной и косой коллизии; б) наиболее ранние высокотемпературные парагенезисы отражают ранний этап эволюции террейна, соответствующий режиму фронтальной коллизии, а метаморфизм амфиболитовой фации был проявлен уже на этапе косой коллизии (*oblique collision*) и является регрессивным по отношению к раннему метаморфизму; в) метаморфизм продолжался непрерывно на протяжении 40 млн лет, а дискретность полученных оценок возраста является либо артефактом, либо соответствует отдельным метаморфическим событиям, проявленным в ходе коллизионного тектогенеза.

Учитывая то, что в составе Ольхонского террейна присутствуют “осколки” разных структур Палеоазиатского океана (Donskaya et al., 2017), можно предполагать, что часть из них характеризуется проявлениями доколлизионного метаморфизма. Однако идентификация этих метаморфических событий возможна только для высокотемпературных парагенезисов, поскольку при синколлизионном метаморфизме, также высокотемпературном, может происходить полная перекристаллизация первичных минеральных парагенезисов.

РЕГИОНАЛЬНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ

Петрологическая изученность метаморфических пород Ольхонского террейна крайне неравномерная. Надежные количественные оценки температур и давлений в предшествующих исследованиях были получены только для довольно узкой, наиболее высокотемпературной гранулитовой зоны метаморфизма (Gladkochub et al., 2008; Волкова и др., 2010; Мехоношин и др., 2013; Владимиров и др., 2017). Они варьируют в достаточно широких пределах: $T = 650$ – 1000°C , $P = 4.5$ – 10 кбар. При этом преобладающая часть из них соответствует интервалам $T = 750$ – 850°C , $P = 7$ – 8 кбар. Однако получены и более низкие оценки темпе-

ратуры (650°C) и давления (4.4–4.6 кбар) (Gladkochub et al., 2008). Участки детальных исследований гранулитовой зоны показаны на рис. 1, а рассчитанные параметры метаморфизма приведены в табл. 1 и продемонстрированы на рис. 2.

Основная проблема корректной оценки P - T условий метаморфизма остальной, резко преобладающей по объему, части Ольхонского террейна заключается в том, что в ней практически отсутствуют породы с благоприятными минеральными ассоциациями, в частности высокоглиноземистые породы. Резко преобладают биотитовые гнейсы и гранитогнейсы, в которых иногда присутствует гранат, реже – с мусковитом, а полиморфы глинозема встречаются крайне редко. В амфиболитах гранат обычно отсутствует. Он появляется в них только в пределах участков синметаморфического скарнирования. Минеральные ассоциации мраморов, кальцифиров и кварцитов позволяют только в первом приближении судить о параметрах метаморфизма. Чтобы количественно оценить P - T условия метаморфизма рассматриваемой части террейна, мы использовали спорадически встречающиеся однотипные гранат-двуслюдяные гнейсы, реже биотит-гранатовые гнейсы без мусковита, для оценки только температур метаморфизма. Было сделано два профиля от гранулитовой зоны, а также три профиля, пересекающие микротеррейн (зону) Орсо, разделяющий островодужный Крестовский субтеррейн и другие единицы тектонического коллажа. Схема отбора образцов показана на рис. 1. Во всех случаях анализировались центральные и краевые части минералов, но только в гранатах отмечалась явная зональность. В остальных минералах наблюдались незначительные вариации составов. Представительные анализы гранатов приведены в табл. 2. Для расчета P - T условий метаморфизма использовались гранат-биотит-мусковит-плаггиоклазовый геобарометр (Ghent, Stout, 1981) и гранат-биотитовый геотермометр (Kleemann, Reinhardt, 1994). Для некоторых ассоциаций P - T параметры были рассчитаны с использованием базы данных Thermocalc (Holland, Powell, 1998), которые показали хорошую сходимость значений с использованными геотермобарометрами. При оценке температур и давлений для минеральной ассоциации $Grt + Bt + Sil + Pl + Qz$ (символы минералов здесь и далее по (Whitney, Evans, 2010)) в гранулитовой зоне использовались геотермометр (Holdaway, 2000) и геобарометр (Wu, 2017). Рассчитанные параметры метаморфизма приведены в табл. 1.

В целом для этой части террейна получается достаточно однородная картина по давлению (4.4–4.8 кбар) за исключением самой юго-западной части, где идет снижение значений до 3.5 кбар, и микротеррейна Орсо (о нем ниже). Что касается температуры, то выделяется более высокотемпературная северо-восточная часть (600–650 $^\circ\text{C}$) и

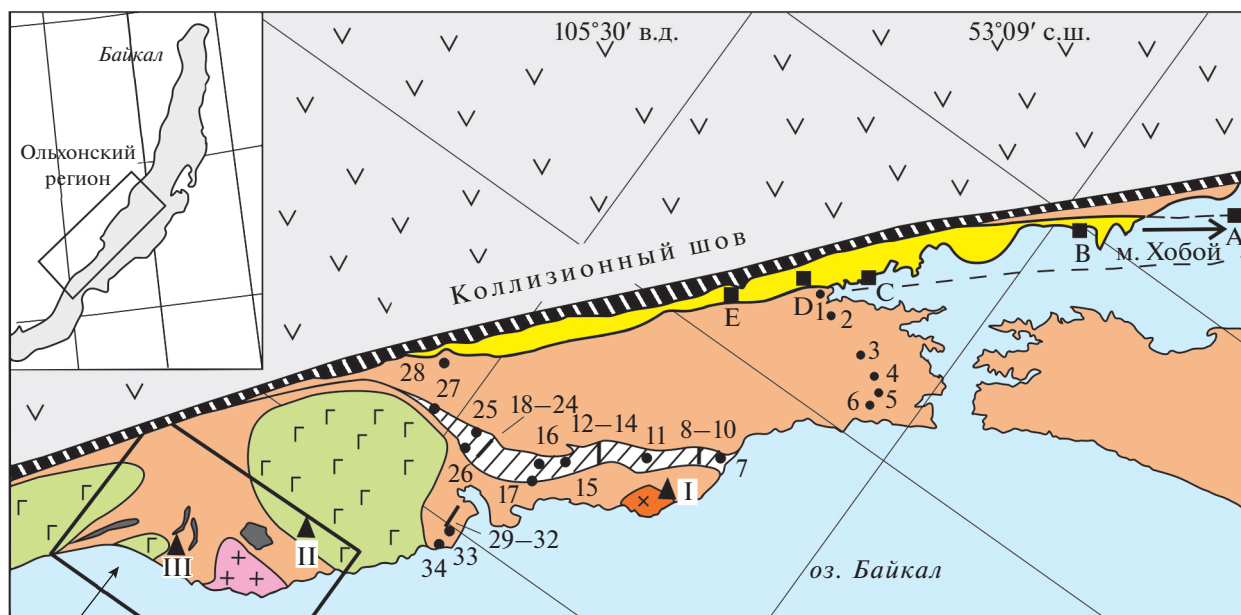


Рис. 4

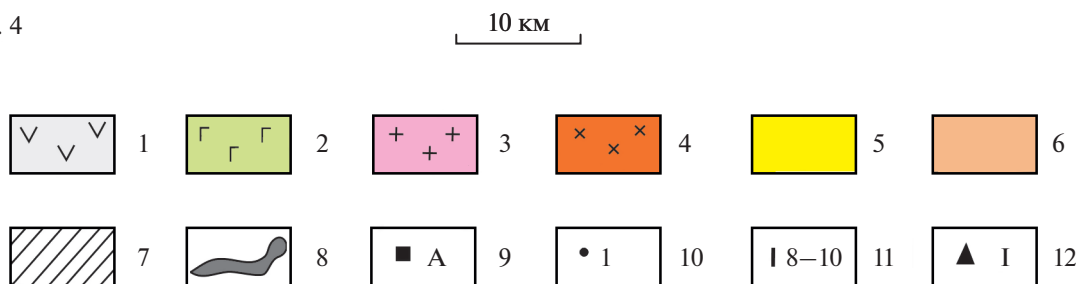


Рис. 1. Схема проявлений регионального и контактового метаморфизма Ольхонского террейна.

1 – Сибирский кратон; 2 – габбро бирхинского комплекса (500 млн лет); 3 – Усть-Крестовский массив габбро и Малокрестовский массив гранитов не разделенные (470 млн лет); 4 – Тажеранский массив сиенитов (470–460 млн лет); 5–7 – зоны метаморфизма Ольхонского террейна: гранулитовая зона (5), эпидот-амфиболитовая зона (6), эпидот-амфиболитовая зона с фрагментами высокobarических ассоциаций (7); 8 – зона высокотемпературных роговиков в Крестовском субтеррейне; 9–11 – места отбора образцов (номера на схеме соответствуют таковым в табл. 1, 2); 9 – участки в гранулитовой зоне с определенными P - T параметрами метаморфизма: (А – мыс Хобой о-ва Ольхон, по (Gladkochub et al., 2008), В – мыс Хадарта, по (Gladkochub et al., 2008), С – мыс Шида, по (Мехоношин и др., 2013), D – пос. Черноруд, по (Владимиров и др., 2017), Е – верховья р. Кучелга); 10, 11 – места отбора (10) и профили отбора (11) образцов в эпидот-амфиболитовой зоне; 12 – проявления беербахитов: I – в Тажеранском габбро-сиенитовом массиве; II – в Бирхинском габброидном массиве; III – в мраморном меланже. Номера и буквы на схеме соответствуют номерам и буквам в табл. 1, 2.

относительно низкотемпературная юго-западная часть (530–600°C). При этом максимальная температура по обоим профилям отмечается непосредственно у контакта с гранулитовой зоной. При этом не фиксируется уменьшение температуры по мере удаления от кратона.

Более контрастная ситуация по давлению наблюдается в микротеррейне Орсо, изученном более детально – практически все рассчитанные значения температуры метаморфизма соответствуют интервалу, характерному для остальной территории (530–600°C), а вариации давлений гораздо более широкие (2.4–10 кбар).

Выявленные различия в P - T условиях метаморфизма наиболее четко выражаются в различиях составов гранатов (табл. 2, рис. 3). В большинстве случаев гранаты характеризуются резко или слабо выраженной зональностью, отвечающей регрессивной, редко прогрессивной стадиям метаморфизма. В первом случае наблюдается увеличение концентраций MnO и уменьшение концентраций MgO от центра к кайме, во втором – обратная картина (рис. 3). Для гранатов северо-восточной части характерны относительно повышенные содержания магния (2.7–7.9 мас. % MgO), уменьшающиеся от центра к периферии зерен, относительно низкие содержания марганца (1–5.6 мас. % MnO),

увеличивающиеся от центра к краю, и низкие содержания кальция (1.0–3.7 мас. % СаО). Во всех случаях изменение состава гранатов от центральных к краевым частям зерен соответствует регрессивному тренду метаморфизма.

В юго-западном профиле гранаты характеризуются более низкими содержаниями магния (2.7–4.5 мас. % MgO), низкими содержаниями кальция (0.8–3.6 мас. % СаО) и гораздо более широкими вариациями концентраций марганца (3.1–13.2 мас. % MnO). В большинстве случаев изменение состава гранатов от центра к периферии зерен соответствует регрессивному тренду метаморфизма, за исключением самой юго-восточной части профиля, где краевые части зерен граната резко обеднены марганцем (от 10.7 до 4.7 мас. % MnO) при небольшом увеличении содержания магния (см. табл. 2).

Гранаты зоны Орсо характеризуются наиболее низким содержанием MgO, в большинстве случаев не превышающим 2 мас. %, и высокой концентрацией MnO, в основном составляющей 9–15 мас. % (рис. 3). Что же касается кальция, то для большинства проанализированных гранатов его содержание типично для гранатов из метапелитовых ассоциаций низких и умеренных давлений – 1.1–3.8 мас. % СаО. В то же время в нескольких пробах фиксируется гораздо более высокая концентрация СаО в гранатах, достигающая 9.2 мас. %. Появление граната такого состава в метапелитах однозначно свидетельствует о повышенных давлениях при метаморфизме (6–10 кбар), значительно превышающих его “фоновый” режим для изученной территории (4.2–4.8 кбар). Характер зональности в высококальциевых гранатах (рис. 3) свидетельствует о резком спаде давления на регрессивной стадии метаморфизма или о проявлении двух этапов метаморфизма – раннего высокобарического и позднего – низко-умеренно-барического.

Таким образом, в пределах Ольхонского террейна выделяется узкая зона гранулитового метаморфизма, характеризующаяся температурами 750–900°C и давлениями 7–9 кбар, в пределах которой фиксируются и проявления метаморфизма амфиболитовой фации ($T = 640–710$, $P = 4.5–6.5$), и обширная зона метаморфизма, соответствующая эпидот-амфиболитовой фации ($T = 500–600$ °C, $P = 4–5$ кбар), с небольшим повышением температуры метаморфизма у контакта с гранулитовой зоной (до 650°C) и понижением температур и давлений (до 3.5 кбар) в юго-западной части. В пределах узкой зоны (микротеррейна) Орсо фиксируются значительные вариации по давлению (2.4–10 кбар) при температурном интервале от 515 до 660°C.

Таблица 1. P - T параметры метаморфизма Ольхонского террейна

| Участки | T , °C | | P , кбар | |
|---------|-------------------|------------|------------|------------|
| | Гранулитовая зона | | | |
| A1 | 730–770 | | 6.9–7.9 | |
| A2 | 630–660 | | 4.5–4.6 | |
| B | 800–880 | | 7.0–7.8 | |
| C1 | 750–790 | | 8.0–9.1 | |
| C2 | 650–710 | | 6.2–6.5 | |
| D | 770–820 | | 7.7–8.6 | |
| E | 640–680 | | 4.5–4.8 | |
| | T , °C | P , кбар | T , °C | P , кбар |
| | центр | | кайма | |
| | Северная часть | | | |
| 1 | 650 | 4.8 | 620 | 4.4 |
| 2 | 560 | | 610 | |
| 3 | 605 | | 570 | |
| 4 | 580 | | 575 | |
| 5 | 640 | | 580 | |
| 6 | 615 | | 570 | |
| | Зона Орсо | | | |
| 7 | 545 | 4.4 | 530 | 4.3 |
| 8 | 625 | 4.5 | 530 | 4.2 |
| 9 | 665 | 6.9 | 595 | 6.3 |
| 10 | 580 | 5.9 | 640 | 5.6 |
| 11 | 615 | 7.3 | 580 | 5.2 |
| 12 | 545 | 4.8 | 580 | 4.4 |
| 13 | 570 | 5.1 | 515 | 4.0 |
| 14 | 570 | 4.8 | 570 | 4.4 |
| 15 | 575 | 7.7 | 585 | 4.7 |
| 16 | 585 | 5.6 | 550 | 5.3 |
| 17 | 590 | 6.3 | 560 | 4.4 |
| 18 | 590 | 4.1 | 560 | 5.8 |
| 19 | 585 | 5.5 | 600 | 4.8 |
| 21 | 555 | 5.1 | 575 | 4.8 |
| 22 | 560 | 4.9 | 540 | 4.4 |
| 23 | 575 | 4.4 | 560 | 4.9 |
| 24 | 590 | 6.9 | 590 | 4.5 |
| 25 | 530 | 2.4 | 520 | 2.5 |
| 26 | 600 | 4.7 | 585 | 4.7 |
| 27 | 580 | 5.9 | 585 | 4.7 |
| | Южная часть | | | |
| 28 | 650 | 4.8 | 640 | 4.6 |
| 29 | 600 | | 600 | |
| 30 | 580 | 4.8 | 570 | 4.6 |
| 31 | 575 | | 570 | |
| 32 | 600 | | 560 | |
| 33 | 545 | 3.85 | 530 | 3.3 |
| 34 | 535 | 3.5 | 545 | 3.7 |

Примечание. А–D по (Gladkochub et al., 2008; Мехоношин и др., 2013; Владимиров и др., 2017); Е – авторские данные.

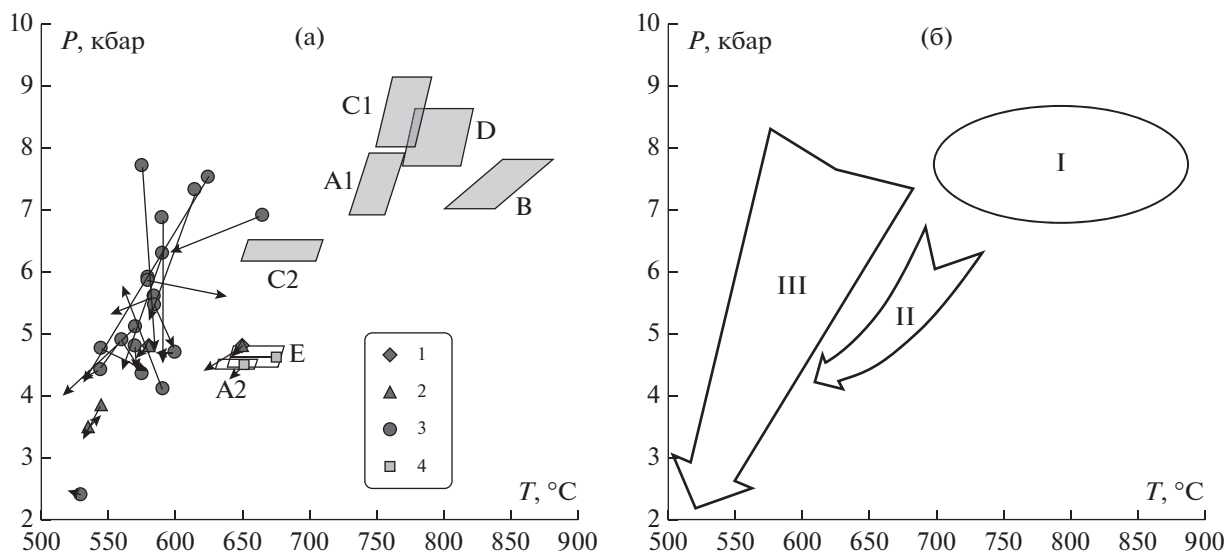


Рис. 2. *P-T* параметры (а) и типы (б) метаморфизма Ольхонского террейна.

1 – гранулитовая зона (А – мыс Хобой о-ва Ольхон, ранний (А1) и поздний (А2) этапы, по (Gladkochub et al., 2008), В – мыс Хадарта, по (Gladkochub et al., 2008), С – мыс Шида, ранний (С1) и поздний (С2) этапы, по (Мехоношин и др., 2013), D – пос. Черноруд, по (Владимиров и др., 2017), Е – верховья р. Кучелга, наши данные; 2–4 – эпидот-амфиболовая зона: СЗ-разрез (2), ЮВ-разрез (3), сутурная зона (микротеррейн) Орсо (4). I, II, III – типы метаморфизма (пояснения в тексте).

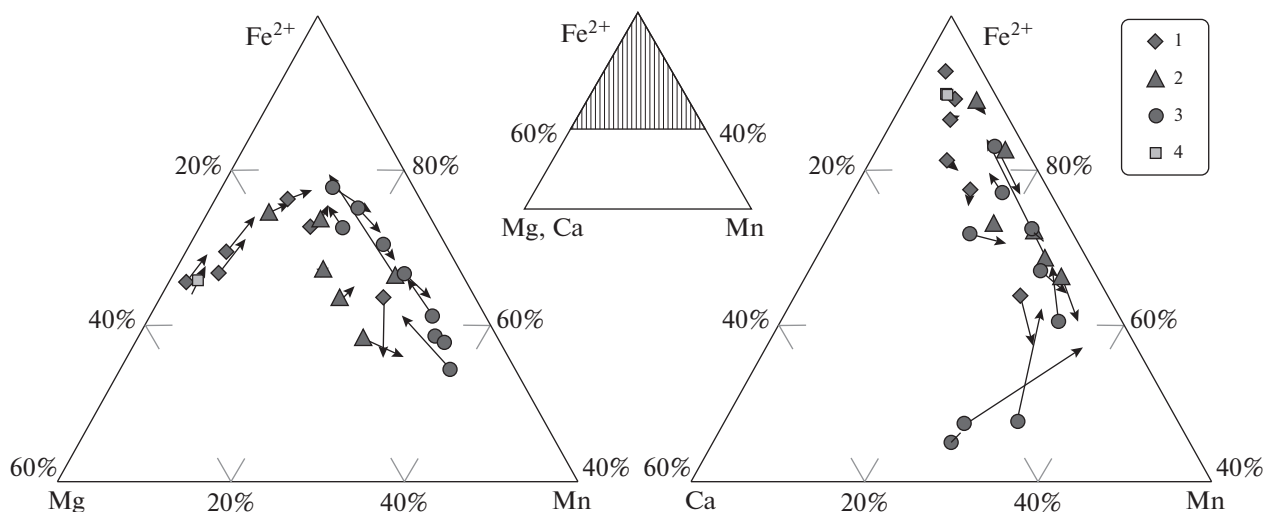


Рис. 3. Состав гранатов в гнейсах Ольхонского террейна.

1 – в гранат-биотит-силлиманитовых гнейсах гранулитовой зоны; 2 – в гранат-биотит-мусковитовых и гранат-биотитовых гнейсах СВ-разреза; 3 – в гранат-биотит-мусковитовых и гранат-биотитовых гнейсах ЮЗ-разреза; 4 – в гранат-биотит-мусковитовых и гранат-биотитовых гнейсах сутурной зоны (микротеррейна) Орсо.

КОНТАКТОВЫЙ МЕТАМОРФИЗМ

Несмотря на значительное количество массивов габбро и гранитоидов в пределах Ольхонского террейна, процессы контактового метаморфизма здесь практически не фиксируются, что обусловлено несколькими причинами: 1) процессы регионального метаморфизма наложены на магматиче-

ские породы, постметаморфические интрузивы отсутствуют; 2) в абсолютном большинстве случаев контакты интрузивных тел с вмещающими породами тектонические, сформированные в условиях вязко-пластического течения; 3) поскольку условия регионального метаморфизма соответствуют достаточно высокотемпературным фациям, можно идентифицировать только наиболее

Таблица 2. Выборочные анализы гранатов из гранат-двуслюдяных гнейсов

| Компоненты | Гранулитовая зона | | Северо-запад | | | | | | | | | | | | Зона Орсо | | | | | |
|--------------------------------|-------------------|--------|--------------|-------|--------|-------|-------|-------|--------|-------|--------|--------|-------|-------|-----------|---|--|--|--|--|
| | Е | | 1 | | 4 | | 5 | | 9 | | 11 | | 13 | | 19 | | | | | |
| | ц | к | ц | к | ц | к | ц | к | ц | к | ц | к | ц | к | ц | к | | | | |
| SiO ₂ | 37.74 | 38.12 | 37.95 | 37.31 | 37.57 | 36.63 | 37.46 | 36.84 | 37.12 | 36.91 | 37.37 | 37.20 | 37.39 | 36.90 | 36.48 | | | | | |
| TiO ₂ | нпо | нпо | нпо | нпо | нпо | нпо | нпо | нпо | 0.06 | нпо | 0.63 | нпо | нпо | нпо | нпо | | | | | |
| Al ₂ O ₃ | 21.35 | 21.45 | 21.24 | 20.75 | 21.03 | 20.69 | 21.20 | 20.95 | 20.41 | 20.61 | 20.43 | 20.90 | 20.53 | 20.58 | 20.16 | | | | | |
| FeO | 29.89 | 31.26 | 30.10 | 30.79 | 25.86 | 24.37 | 31.31 | 32.48 | 26.71 | 26.63 | 20.35 | 24.44 | 28.71 | 28.65 | 29.73 | | | | | |
| MnO | 1.50 | 1.37 | 0.96 | 1.18 | 10.08 | 12.03 | 2.00 | 2.38 | 11.14 | 11.98 | 11.81 | 15.21 | 7.66 | 7.78 | 9.32 | | | | | |
| MgO | 7.83 | 6.88 | 7.94 | 6.77 | 3.27 | 2.34 | 6.17 | 4.76 | 1.58 | 1.47 | 1.33 | 1.46 | 2.79 | 2.84 | 1.63 | | | | | |
| CaO | 1.44 | 1.50 | 1.12 | 1.01 | 3.11 | 3.74 | 1.39 | 1.26 | 3.24 | 2.31 | 8.33 | 2.08 | 2.80 | 2.12 | 1.52 | | | | | |
| Сумма | 99.74 | 100.58 | 99.31 | 97.79 | 100.91 | 99.79 | 99.53 | 98.67 | 100.25 | 99.91 | 100.25 | 101.30 | 99.87 | 98.88 | 98.84 | | | | | |
| Si | 2.949 | 2.974 | 2.976 | 2.995 | 2.984 | 2.958 | 2.967 | 2.972 | 3.005 | 3.004 | 2.994 | 2.989 | 3.014 | 3.005 | 3.007 | | | | | |
| Ti | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.004 | 0.000 | 0.038 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | | | | | |
| Al | 1.966 | 1.971 | 1.963 | 1.963 | 1.969 | 1.969 | 1.979 | 1.992 | 1.948 | 1.978 | 1.929 | 1.979 | 1.951 | 1.976 | 1.959 | | | | | |
| Fe ³⁺ | 0.136 | 0.081 | 0.084 | 0.048 | 0.064 | 0.116 | 0.087 | 0.063 | 0.035 | 0.014 | 0.006 | 0.043 | 0.020 | 0.013 | 0.028 | | | | | |
| Fe ²⁺ | 1.817 | 1.958 | 1.890 | 2.019 | 1.654 | 1.530 | 1.987 | 2.129 | 1.773 | 1.799 | 1.358 | 1.600 | 1.915 | 1.938 | 2.021 | | | | | |
| Mn | 0.099 | 0.090 | 0.063 | 0.080 | 0.678 | 0.823 | 0.134 | 0.162 | 0.764 | 0.826 | 0.802 | 1.035 | 0.523 | 0.537 | 0.651 | | | | | |
| Mg | 0.912 | 0.800 | 0.929 | 0.810 | 0.387 | 0.281 | 0.728 | 0.572 | 0.190 | 0.178 | 0.158 | 0.175 | 0.335 | 0.345 | 0.200 | | | | | |
| Ca | 0.121 | 0.125 | 0.094 | 0.087 | 0.264 | 0.323 | 0.118 | 0.109 | 0.281 | 0.202 | 0.715 | 0.179 | 0.241 | 0.185 | 0.134 | | | | | |
| 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 | | | | | |
| X _{Alm} | 0.62 | 0.66 | 0.64 | 0.67 | 0.55 | 0.52 | 0.67 | 0.72 | 0.59 | 0.60 | 0.45 | 0.54 | 0.64 | 0.64 | 0.67 | | | | | |
| X _{Sps} | 0.03 | 0.03 | 0.02 | 0.03 | 0.23 | 0.28 | 0.05 | 0.05 | 0.25 | 0.27 | 0.26 | 0.35 | 0.17 | 0.18 | 0.22 | | | | | |
| X _{Prp} | 0.31 | 0.27 | 0.31 | 0.27 | 0.13 | 0.10 | 0.25 | 0.19 | 0.06 | 0.06 | 0.05 | 0.06 | 0.11 | 0.11 | 0.07 | | | | | |
| X _{Grs} | 0.04 | 0.04 | 0.03 | 0.03 | 0.09 | 0.11 | 0.04 | 0.04 | 0.09 | 0.07 | 0.24 | 0.06 | 0.08 | 0.06 | 0.04 | | | | | |

Таблица 2. Окончание

| Компо- ненты | Зона Орсо | | | | | | | | | | | | Юго-восток | | | | | |
|--------------------------------|-----------|-------|-------|-------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|--------|------------|--------|-------|---|--|--|
| | 19 | | 20 | | 22 | | 27 | | 28 | | 30 | | 32 | | 33 | | | |
| | к | ц | к | ц | к | ц | к | ц | к | ц | к | ц | к | ц | к | ц | | |
| SiO ₂ | 36.28 | 37.31 | 37.30 | 36.67 | 37.03 | 37.35 | 36.82 | 37.37 | 37.10 | 37.10 | 36.35 | 37.27 | 37.25 | 36.88 | 36.22 | | | |
| TiO ₂ | нпо | нпо | 0.16 | нпо | нпо | 0.17 | нпо | нпо | нпо | нпо | нпо | нпо | нпо | нпо | нпо | | | |
| Al ₂ O ₃ | 20.20 | 20.98 | 20.80 | 20.47 | 21.00 | 20.78 | 20.82 | 21.45 | 21.29 | 21.29 | 20.77 | 20.95 | 20.80 | 20.67 | 20.67 | | | |
| FeO | 28.60 | 19.50 | 19.79 | 29.04 | 29.16 | 20.70 | 26.86 | 33.53 | 33.33 | 33.33 | 25.14 | 28.44 | 28.87 | 28.78 | 34.58 | | | |
| MnO | 10.31 | 11.68 | 11.81 | 10.29 | 10.08 | 14.01 | 11.67 | 3.14 | 4.02 | 4.02 | 13.16 | 8.83 | 9.32 | 10.72 | 4.74 | | | |
| MgO | 1.52 | 1.12 | 1.14 | 1.20 | 1.35 | 1.51 | 2.14 | 4.49 | 3.63 | 3.63 | 2.74 | 3.71 | 3.08 | 1.79 | 2.04 | | | |
| CaO | 1.28 | 9.20 | 8.65 | 2.16 | 2.17 | 6.09 | 2.66 | 1.23 | 1.25 | 1.25 | 1.6 | 1.34 | 1.20 | 1.61 | 1.27 | | | |
| Сумма | 98.19 | 99.80 | 99.64 | 99.83 | 100.79 | 100.61 | 100.97 | 101.21 | 100.62 | 100.62 | 99.74 | 100.56 | 100.53 | 100.45 | 99.52 | | | |
| Si | 3.012 | 2.992 | 3.001 | 2.997 | 2.991 | 2.991 | 2.953 | 2.950 | 2.961 | 2.961 | 2.944 | 2.975 | 2.989 | 2.987 | 2.959 | | | |
| Ti | 0.000 | 0.000 | 0.009 | 0.000 | 0.000 | 0.010 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | | | |
| Al | 1.976 | 1.984 | 1.972 | 1.972 | 2.000 | 1.961 | 1.968 | 1.995 | 2.003 | 2.003 | 1.982 | 1.972 | 1.968 | 1.973 | 1.990 | | | |
| Fe ³⁺ | 0.000 | 0.033 | 0.008 | 0.035 | 0.018 | 0.038 | 0.126 | 0.106 | 0.074 | 0.074 | 0.130 | 0.078 | 0.055 | 0.053 | 0.092 | | | |
| Fe ²⁺ | 1.985 | 1.274 | 1.324 | 1.950 | 1.951 | 1.348 | 1.676 | 2.107 | 2.151 | 2.151 | 1.572 | 1.821 | 1.883 | 1.896 | 2.271 | | | |
| Mn | 0.725 | 0.793 | 0.804 | 0.712 | 0.690 | 0.950 | 0.793 | 0.210 | 0.272 | 0.272 | 0.903 | 0.597 | 0.634 | 0.735 | 0.328 | | | |
| Mg | 0.188 | 0.134 | 0.137 | 0.146 | 0.163 | 0.180 | 0.256 | 0.529 | 0.432 | 0.432 | 0.330 | 0.442 | 0.369 | 0.216 | 0.248 | | | |
| Ca | 0.114 | 0.791 | 0.746 | 0.189 | 0.187 | 0.522 | 0.228 | 0.104 | 0.107 | 0.107 | 0.138 | 0.115 | 0.103 | 0.140 | 0.111 | | | |
| 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 | | | |
| X_{Alm} | 0.66 | 0.43 | 0.44 | 0.65 | 0.65 | 0.45 | 0.57 | 0.71 | 0.73 | 0.73 | 0.53 | 0.61 | 0.63 | 0.63 | 0.77 | | | |
| X_{Sprs} | 0.24 | 0.27 | 0.27 | 0.24 | 0.23 | 0.32 | 0.27 | 0.07 | 0.09 | 0.09 | 0.31 | 0.20 | 0.21 | 0.25 | 0.11 | | | |
| X_{Prp} | 0.06 | 0.04 | 0.05 | 0.05 | 0.05 | 0.06 | 0.09 | 0.18 | 0.15 | 0.15 | 0.11 | 0.15 | 0.12 | 0.07 | 0.08 | | | |
| X_{Grs} | 0.04 | 0.26 | 0.25 | 0.06 | 0.06 | 0.17 | 0.08 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.05 | 0.04 | 0.03 | 0.05 | 0.04 | | | |

Примечание. Номера и буквы соответствуют таковым на рис. 1 и в табл. 1. Анализы минералов выполнены на электронном сканирующем микроскопе LEO 1430VP с энергодисперсионным спектрометром INCAEnergy 350 в Центре коллективного пользования "Аналитический центр минералого-геохимических и изотопных исследований" ГИН СО РАН (г. Улан-Удэ). Ускоряющее напряжение 20 кВ, ток зонда 0.3–0.4 нА, размер пучка <0.1 мкм, время измерения 50 с. Аналитик С.В. Канакин.

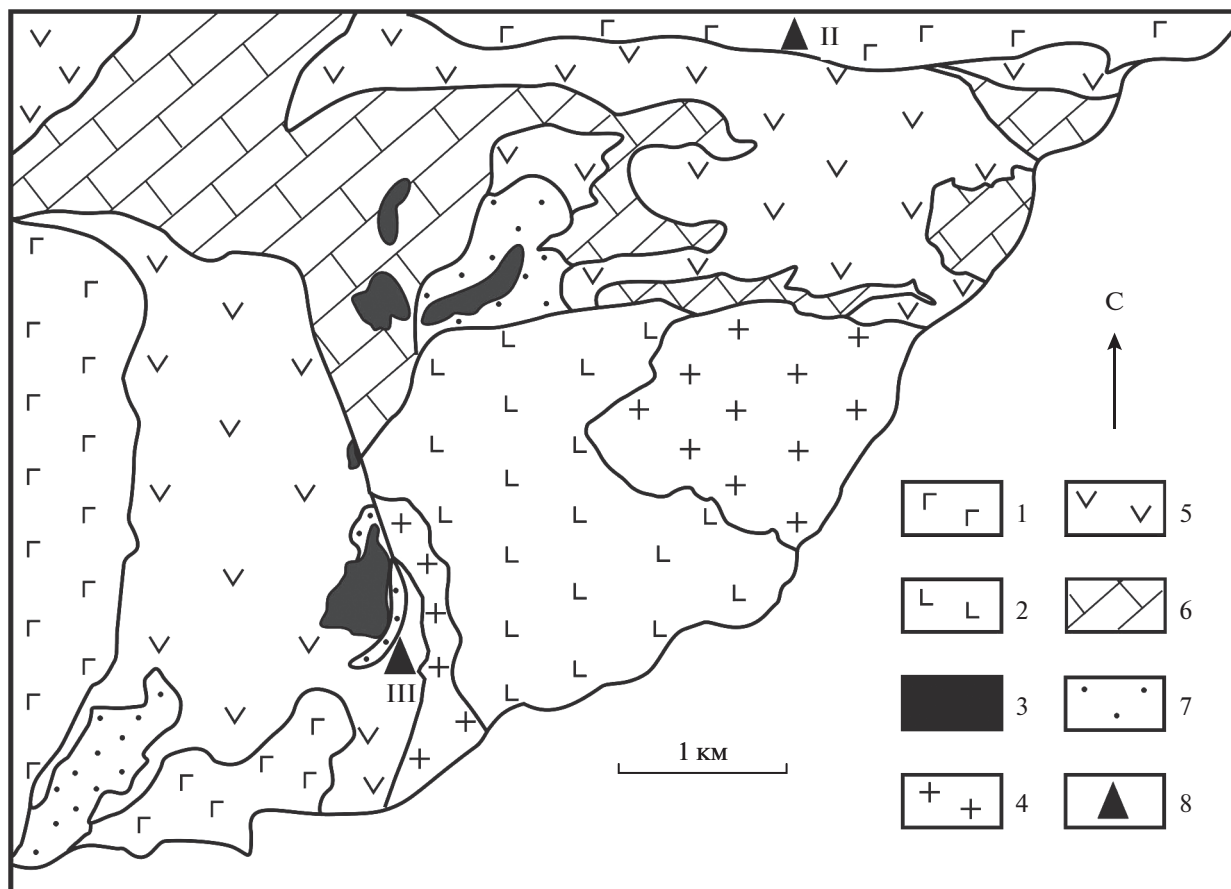


Рис. 4. Схема метаморфизма Крестовского участка.

1 – габбро бирхинской вулканоплутонической ассоциации (500 млн лет); 2, 3 – субшелочные габбро первой фазы усть-крестовского комплекса, включая зоны габбро-гранитного и габбро-сиенитового минглинга (2) и второй фазы (3) (470 млн лет); 4 – граниты малокрестовского комплекса; 5 – метапорфириты бирхинской вулканоплутонической ассоциации и амфиболиты по ним (500 млн лет); 6 – кальцитовые, доломит-кальцитовые, доломитовые мраморы, карбонатно-силикатные породы кальцит-диопсидового, кальцит-тремолитового, кварц-кальцит-диопсид-тремолитового состава; 7 – проявления высокотемпературных роговиков по метапорфиритам и амфиболитам; 8 – проявления беербахитов в габбро Бирхинского массива (II) и в мраморном меланже (III).

высокотемпературные контактовые роговики (фашия пироксеновых роговиков и выше).

Именно высокотемпературные роговики по породам основного состава и были обнаружены в юго-западной части Ольхонского террейна. Впервые они были охарактеризованы на одном из участков В.Б. Савельевой и Т.И. Медведевой (1996), которые выделили узкую полосу роговиков между двумя массивами габбро бирхинского комплекса и выдвинули гипотезу об их формировании в результате термального воздействия одного из массивов. Наши исследования показали, что распространенность высокотемпературных роговиков в этой части террейна гораздо более высокая, причем роговики присутствуют на значительном удалении от вышеотмеченных массивов габбро, протягиваясь в виде прерывистой полосы с юго-запада на северо-восток (рис. 4).

Роговики представлены породами основного состава с характерной минеральной ассоциацией $Orx + Cpx + Pl + Amp + Ilm + Ti-Mag \pm Amp \pm Bt \pm Spl$. В большинстве проявлений это плотные, массивные, мелко-, тонкозернистые породы, нередко мигматизированные. В последнем случае они приобретают гнейсовидный облик. Первичная природа роговиков надежно реконструируется только в северо-восточной части полосы, где они развиваются по метапорфиритам бирхинской вулканоплутонической ассоциации, метаморфизованных на остальной части субтеррейна в условиях эпидот-амфиболитовой фации и в основном преобразованы в амфиболиты. Характерными минералами метапорфиритов являются моноклинный пироксен (чаще, реликты), роговая обманка, плагиоклаз, биотит, нередко присутствует цоизит. В роговиках по порфиритам сохраняются порфиновые выделения плагиоклаза, в то время как меланокра-

Таблица 3. Температуры (°C) метаморфизма роговиков и беербахитов

| Местоположение на рис. 1, 4 | Породы | W&B | W | B&K |
|-----------------------------|--------------------------------|------|------|-----|
| | Роговики | 925 | 1005 | 850 |
| | | 875 | 930 | 790 |
| I | Беербахиты, Тажеранский массив | 1000 | 1050 | 860 |
| | | 895 | 860 | 705 |
| | | 930 | 895 | 765 |
| II | Беербахиты, Бирхинский массив | 850 | 895 | 750 |
| | | 880 | 920 | 790 |
| III | Беербахиты в мраморном меланже | 1005 | 990 | 920 |
| | | 930 | 910 | 780 |
| | | 915 | 955 | 840 |
| | | 900 | 850 | 700 |
| | | 840 | 895 | 740 |

Примечание. Температуры метаморфизма рассчитаны по двупироксеновым геотермометрам: W&B – (Wood, Banno, 1973); W – (Wells, 1977); B&K – (Brey, Kohler, 1990).

товые минералы перекристаллизованы и представлены тонкозернистыми агрегатами ортопироксена, клинопироксена, роговой обманки и биотита. Температура контактового метаморфизма, оцененная по двупироксеновому геотермометру составляет 800–1000°C (табл. 3). С некоторой долей условности к роговикам можно отнести и беербахиты, встречающиеся в Крестовском субтеррейне.

БЕЕРБАХИТЫ

Термин “беербахит” был предложен С. Челиусом (С. Chelius) в конце 19 в. для описания даек в габбровом массиве Оденвальд (Odenwalde) в Германии, сложенных тонко-мелкозернистыми породами двупироксен-плагиоклаз-магнетитового (ильменитового) состава с варьирующими количествами высокотемпературного амфибола и характеризующихся “сахаровидной” текстурой. Позднее Г. Клемм (1926) сообщил, что беербахиты, описанные С. Челиусом, слагают не дайки, а метаморфизованные ксенолиты осадочных пород основного состава. Еще позже Макгрегор (MacGregor, 1931) предположил, что беербахиты являются роговиками по магматическим породам основного состава. Однако многие исследователи (Влохат, 1955; MacGregor, 1931 и др.) описывали беербахиты именно в качестве даек в габбровых массивах. Е.Р. Филлипс (Phillips, 1969), обобщая литературные и собственные данные, предложил разделять дайковые и ксенолитовые беербахиты, объяснив необычную структуру дайковых пород их термальной переработкой при внедрении в

еще горячие габбровые массивы. Позднее беербахиты были описаны в нескольких габбровых массивах мира и как дайки, и как ксенолиты (например, Umeji, 1985). Кроме габброидных массивов беербахиты были также выявлены в переходной зоне от габбро к комплексу параллельных даек в океанической коре (Pythou et al., 2014). Таким образом, беербахиты можно рассматривать в качестве высокотемпературных роговиков по породам основного состава, однако проблема источников тепла, необходимых для их образования, до сих пор остается дискуссионной.

По геологическому положению среди пород, соответствующих по своим характеристикам беербахитам, в пределах Ольхонского террейна выделяются три типа проявлений: 1) мощное поле базитовых пород в северном обрамлении Тажеранского массива сиенитов, рассматривавшееся ранее в качестве роговиков (Федоровский и др., 2009; Скляров и др., 2009) или габброидов (Макрыгина, Антипин, 2018); 2) дайки в Бирхинском габбровом массиве; 3) дайки и отдельные блоки в мраморном меланже (Скляров и др., 2017).

Беербахиты Тажеранского массива обычно в разной степени мигматизированы, при этом в них увеличивается количество амфибола и плагиоклаза, исчезают ортопироксен и оливин. Наиболее сильно мигматизация проявлена вблизи контактов с телами сиенитов. Иногда в беербахитах присутствуют сохранившиеся фрагменты габбро-долеритов, размеры которых варьируют от нескольких метров до нескольких десятков метров (Скляров и др., 2009). Переход от габбро-долеритов к беербахитам постепенный и выражается в

смене пород магматической офитовой текстуры метаморфической гранулитовой. Минералогия у обоих типов пород абсолютно идентичная ($Orx + Cpx + Bt + Pl + Amp + Ilm + Ti-Mag \pm Ol \pm Spl$).

В беербахитах Бирхинского массива иногда полностью сохраняется офитовая структура (плагноклазовый каркас), однако выделения пироксенов также характеризуются идиоморфизмом в отличие от “нормальных” долеритов, свидетельствуя о высокотемпературной перекристаллизации темноцветных минералов.

Наиболее интересен в геологическом и петрологическом отношении участок Озерный в южной краевой части Бирхинского массива (рис. 5). Здесь на протяжении более 1 км в габбро прослежена зона мощностью не более 150 м, насыщенная телами долеритов, беербахитов, кальцитовых мраморов и кальцифиров. К последним приурочены небольшие тела скарноидов, образовавшиеся в условиях высоких (с мелилитом и волластонитом) и умеренных (гранат-пироксеновые) температур. Эта зона прослеживается фрагментарно отдельными выходами мраморов и метадолеритов до северного края Бирхинского массива, образуя обращенную на северо-запад дугу, что наряду с характерной формой тел, не позволяет рассматривать их в качестве ксенолитов. Карбонатные породы среди магматических пород всегда рассматривались в качестве ксенолитов, однако ранее нами было показано широкое распространение инъекционных карбонатных и силикатно-карбонатных пород в пределах Ольхонского террейна, и в том числе в пределах габброидных массивов (Скляр и др., 2012, 2013). Некоторые базитовые тела на Озерном участке практически полностью сложены кайнотипными долеритами, другие – только беербахитами, но в преобладающей части тел присутствуют и долериты, и беербахиты, для которых характерна минеральная ассоциация $Orx + Cpx + Amp + Bt + Pl + Mag + Ilm \pm Spl$. Прослеживается непрерывный переход от долеритов (рис. 6а) до классических беербахитов (рис. 6д, 6е). Причем, в неизмененных долеритах иногда присутствуют маломощные прожилки, сложенные фассаитовым пироксеном. В промежуточных разновидностях вместо отдельных интерстициальных выделений пироксена появляются тонкозернистые агрегаты, сложенные орто- и клинопироксеном, при сохранности офитового плагноклазового “каркаса” (рис. 6б, 6в). В наиболее близких по структуре к беербахитом разностях основная масса породы имеет сахаровидную структуру, в которой сохраняются отдельные лейсты плагноклаза (рис. 6г).

Для беербахитов, слагающих дайки в мраморном меланже, прослеженные по простиранию на 30–40 м при мощности 1–3 м, только изредка отмечаются реликты офитовой структуры, а наряду

с двумя пироксенами и высокотитанистым биотитом присутствует шпинель.

Следует отметить, что в большинстве случаев беербахиты характеризуются повышенной магнетизальностью (до 21 мас. % MgO). Температура метаморфизма составляет 850–950°C для беербахитов Тажеранского массива, 750–800°C для даек в Бирхинском массиве и 900–1000°C для даек в мраморном меланже.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Неоднородность метаморфизма в пределах Ольхонского террейна отмечалась многими исследователями, как и уменьшение степени метаморфизма по направлению от границы с Сибирским кратоном (Корреляция ..., 1979; Розен, Федоровский, 2001; Fedorovsky et al., 2005 и др.). Однако трактовка этой неоднородности была разная. А.С. Ескин с соавторами (Корреляция ..., 1979) предполагали проявление нескольких этапов метаморфизма: а) высокотемпературного в архее; б) более низкотемпературного в палеопротерозое–позднем докембрии; в) локальные низкотемпературные метаморфические преобразования в раннем–позднем палеозое. По мнению С.П. Кориковского (Розен, Федоровский, 2001; Fedorovsky et al., 2005), для региона характерна единая метаморфическая зональность от гранулитовой до эпидот-амфиболитовой фации. Последующие исследования, сосредоточенные, главным образом, в пределах зоны наиболее высокотемпературного метаморфизма, позволили обоснованно говорить о двух этапах метаморфизма. Так, в районе мыса Хобой о-ва Ольхон зафиксированы разные параметры метаморфизма (750°C при 7–8 кбар и 650°C при 4.5 кбар) в пределах небольшого участка (Gladkochub et al., 2008). Такая же ситуация характерна для участка Шида (750–700°C при 7.9–8.6 кбар и 650–710°C при 6.2–6.5 кбар, Владимиров и др., 2017). Наши данные по гранат-биотит-силлиманитовым гнейсам в верховьях р. Кучелга (Е на рис. 1) соответствуют еще более низким давлениям (4.5–4.7 кбар) при температурах 650–680°C (рис. 2).

Приведенные значения *P-T* параметров метаморфизма могут соответствовать и единому тренду регрессивной ветви гранулитового метаморфизма (рис. 2), однако датирование метаморфических пород свидетельствует в пользу двух этапов метаморфических событий. Возраст гранулитов мысов Хобой и Хадарта составляет 496 и 498 млн лет соответственно (Gladkochub et al., 2008), в то время как для метапелитовых гранулитов нижнего течения р. Кучелга возраст метаморфизма составляет 470–477 млн лет (Волкова и др., 2010).

Т.В. Донская с соавторами (Донская и др., 2013) предложили вариант проявления первого

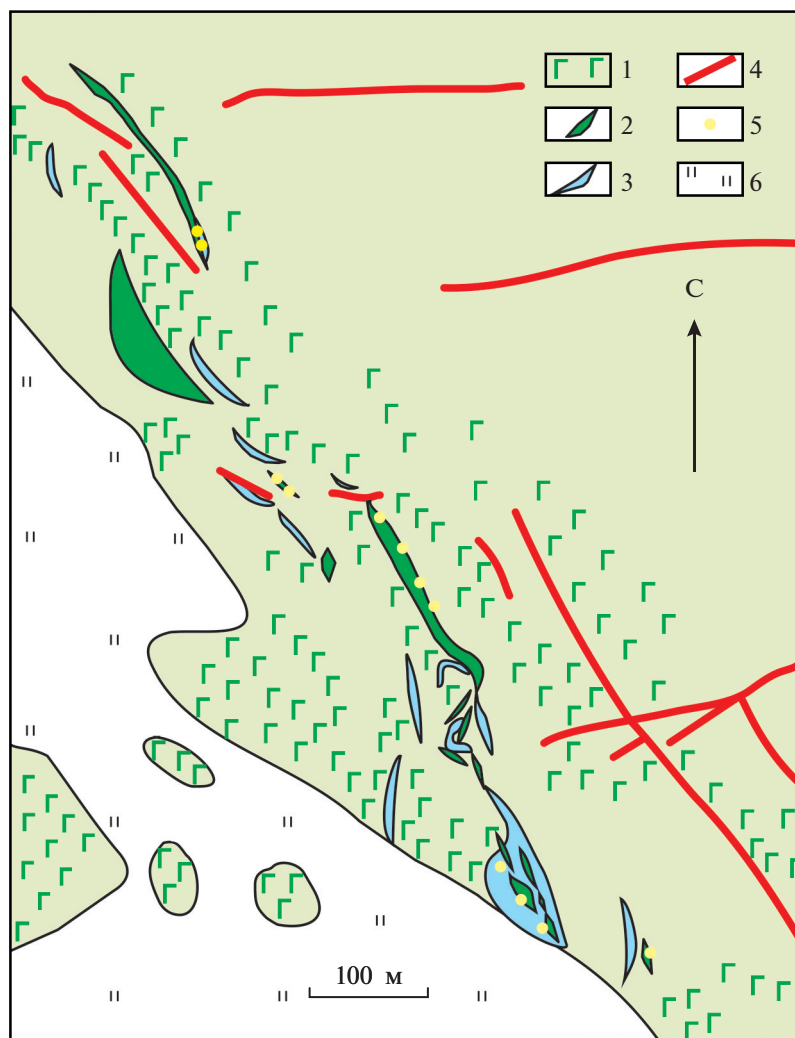


Рис. 5. Детальная геологическая карта участка Озерный в Бирхинском массиве (II на рис. 1, 4). 1 – габбро Бирхинского массива (500 млн лет); 2 – долериты и беербахиты; 3 – инъекционные карбонатные и карбонатно-силикатные породы; 4 – жилы аплитов и гранитов; 5 – скарноиды гранат-пироксен-волластонитового, реже мелилит-гранат-пироксен-волластонитового состава; 6 – озерно-аллювиальные отложения.

этапа метаморфизма в процессе амальгамации Ольхонского террейна до его коллизии с Сибирским кратоном. В равной степени можно полагать, что амальгамация террейна и сопутствующий метаморфизм происходили в начальные стадии коллизионного тектогенеза (фронтальная коллизия).

Полученные для остальной территории террейна оценки P - T параметров метаморфизма соответствуют в основном эпидот-амфиболитовой фации, редко переходной зоне от эпидот-амфиболитовой к амфиболитовой фации (550–650°C при 4.8 кбар для центральных частей граната и 560–640°C при 4.3–4.7 кбар для краевых частей). Во всех случаях фиксируется регрессивная ветвь метаморфизма. Интересно то, что значения P - T параметров для территории, располагающейся севернее зоны Орсо, соответствуют тренду второ-

го этапа метаморфизма в гранулитовой зоне, в то время как для Крестовского субтеррейна, расположенного южнее зоны Орсо, параметры метаморфизма относятся уже к другому, относительно высокobarическому тренду, характерному для зоны Орсо (см. рис. 2).

Имеющиеся в наличии оценки возраста синметаморфических жил гранитов и комбинированных даек северной территории находятся в интервале 460–470 млн лет (Fedorovsky et al., 2005; Федоровский и др., 2010, 2017), что в пределах ошибки определения соответствует возрасту второго этапа метаморфизма в гранулитовой зоне.

В зоне (микротеррейне) Орсо между Крестовским субтеррейном и коллажем остальных структур Ольхонского террейна большинство значений P - T параметров метаморфизма также соот-

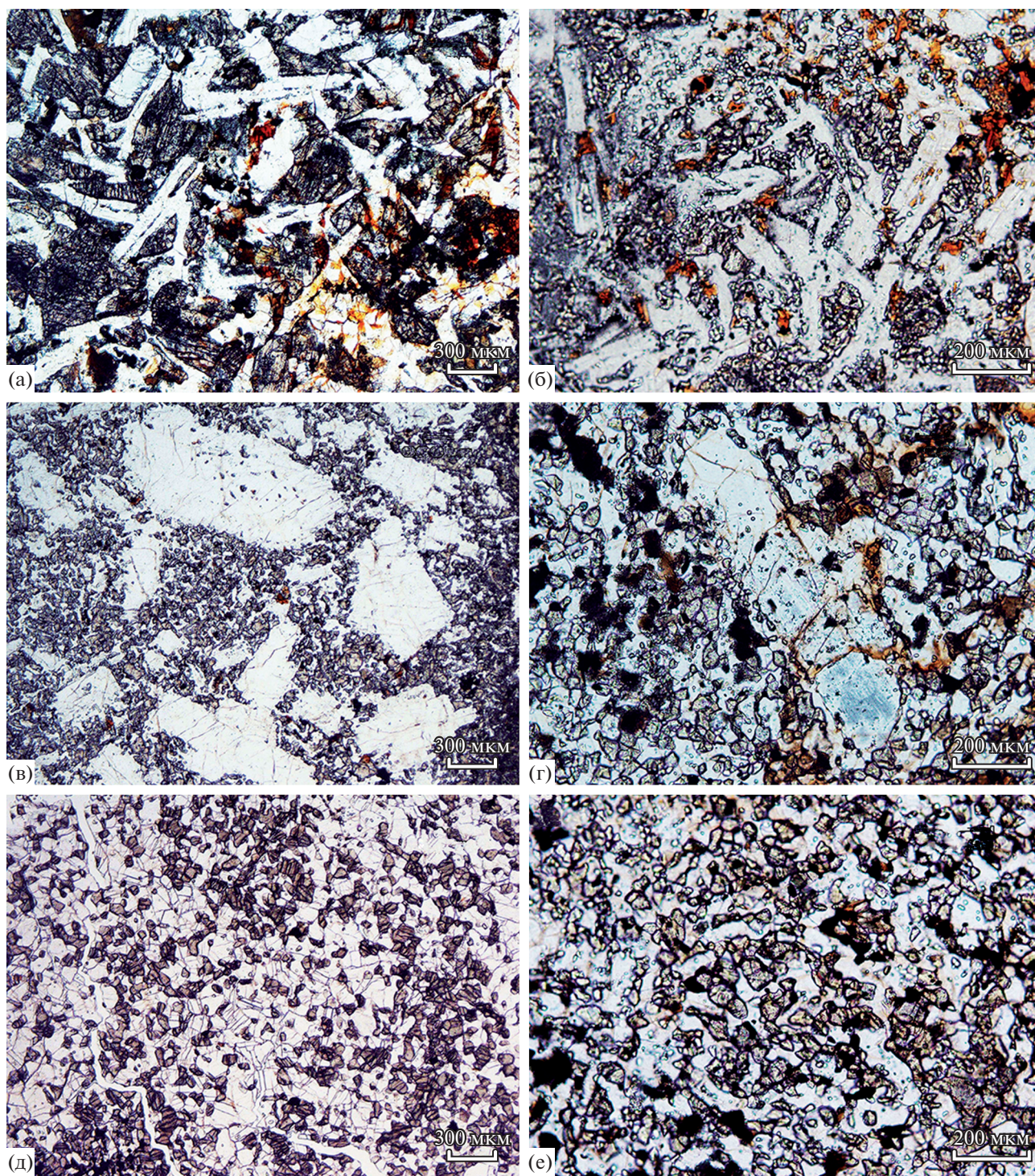


Рис. 6. Микрофотографии шлифов долеритов и беербахитов участка Озерный. (а) – неизмененный долерит, в интерстициях между лейстами плагиоклаза авгит; (б) – долерит с перекристаллизованными темноцветами (ортопироксен, клинопироксен, биотит); (в) – микрогаббро с перекристаллизованными темноцветами (ортопироксен, клинопироксен, биотит); (г) – беербахит с реликтовыми лейстами плагиоклаза, в основной массе ортопироксен, клинопироксен, амфибол, плагиоклаз; (д, е) – беербахиты с гранулитовой текстурой.

ветствует эпидот-амфиболитовой фации. Однако наблюдаются и их резкие вариации, главным образом, по давлению, причем как от более высоких (до 10 кбар), так и более низких (2.4 кбар) значе-

ний. Фиксируется это появлением необычных для метапелитовых ассоциаций гранатов с высоким содержанием гроссулярового минала (до 9.2 мас. % CaO) и повышенным содержанием се-

ладонитового компонента в мусковитах. Причем, в краевых частях зерен граната содержание СаО может снижаться в несколько раз (см. анализ II в табл. 2). Минимальное же давление при метаморфизме оценивается в 2.4 кбар. В возрастном отношении микротеррейн Орсо также отличается от остальных тектонических единиц Ольхонского террейна. Только в ортогнейсах этого микротеррейна присутствуют две популяции магматических цирконов с возрастными 792 ± 10 и 844 ± 6 млн лет (Гладкочуб и др., 2010). Уникальность микротеррейна Орсо и по особенностям метаморфизма, и по возрасту слагающих его пород предполагает два возможных варианта объяснения его происхождения:

1. Он представляет собой экзотический микротеррейн, в пределах которого частично сохранились ранние (доколлизийные) метаморфические парагенезисы. В таком случае остается непонятным – почему в его пределах продолжались процессы метаморфизма при выведении на более высокий уровень континентальной коры (2.4 кбар), в то время как на остальной территории Ольхонского террейна метаморфические парагенезисы уже были законсервированы (4–5 кбар).

2. Микротеррейн Орсо является на самом деле сутурной зоной, отделяющей Крестовский субтеррейн от коллажа остальных микротеррейнов. В таком случае в эту зону могли попадать фрагменты пород более низких уровней континентальной коры.

В целом же можно выделить три типа (этапа?) регионального метаморфизма: 1) гранулитовый метаморфизм в пределах узкой полосы, большей частью примыкающей к Сибирскому кратону с возрастом 490–500 млн лет (I на рис. 26); 2) возможно, зональный метаморфизм от амфиболитовой до эпидот-амфиболитовой фации, проявленный в пределах коллажа микротеррейнов севернее зоны Орсо с возрастом 460–470 млн лет (II на рис. 26); 3) относительно высокобарический метаморфизм зоны Орсо с низкобарическим метаморфизмом Крестовского субтеррейна (III на рис. 26). Относительно времени проявления этого типа метаморфизма данных нет.

Природа высокотемпературных роговиков Крестовского субтеррейна, протягивающихся в виде узкой прерывистой полосы, является предметом дискуссии. Предположению В.Б. Савельевой и Т.И. Медведевой (1996) о связи роговиков с одним из небольших массивов габбро бирхинского комплекса (возраст 500 млн лет) противоречат: 1) полоса амфиболитов между роговиками и габбро, не затронутых процессами высокотемпературного метаморфизма (Скляров и др., 2011); 2) продолжение зоны контактового метаморфизма на несколько километров от вышеупомянутого массива. В то же время в пределах этой полосы

закартировано несколько мелких массивов (см. рис. 4) субщелочных габбро второй фазы усть-крестовского комплекса (возраст 470 млн лет). Скорее всего, именно эти тела и обеспечили высокотемпературный прогрев вмещающих толщ.

Как уже отмечалось выше, основной причиной выделения беербахитов послужило то, что они развиваются по породам базитового состава, характеризуются типично метаморфическими, а не магматическими структурами, в то время как источники тепла для их прогрева четко не установлены. В Ольхонском террейне для первых двух типов беербахитов хотя бы теоретически можно предполагать внешний источник тепла (сиениты Тажеранского массива и вмещающие габбро Бирхинского массива). Однако именно у контакта с сиенитами в Тажеранском массиве беербахиты характеризуются отчетливой гнейсовидной текстурой, в их составе преобладают амфибол и плагиоклаз, а ортопироксен отсутствует. К тому же мощность полосы беербахитов существенно превышает суммарную мощность сиенитовых тел, что заставляет сомневаться в достаточном “энергетическом потенциале” сиенитов для высокотемпературного прогрева (850–1000°C). В Бирхинском массиве дайки беербахитов локализованы в тектонической зоне, которая наложена на уже закристаллизованный массив, и, по геологическим данным, существенно “оторвана” во времени от момента кристаллизации массива (470 и 500 млн лет). Однако очевидно отсутствие явного источника прогрева для даек беербахитов в мраморном меланже, в матрикс которого минеральные ассоциации (тальк, тремолит, кварц, цоизит) отвечают эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма, как и в других типах пород Крестовского субтеррейна. И расположены эти дайки на значительном расстоянии от возможных источников прогрева. Наиболее вероятным объяснением высокотемпературных метаморфических (а иногда и метасоматических) преобразований явно магматических пород являются процессы аутометаморфизма. Несколько факторов могут быть благоприятными для таких процессов: 1) повышенная магнезиальность даек долеритов (до 21 мас. % MgO), свидетельствующая о повышенных температурах исходных расплавов; 2) достаточно высокая температура вмещающих пород на момент внедрения (500–600°C), поскольку эти дайки являются синметаморфическими и синдеформационными; 3) специфический флюидный режим, обусловленный внедрением базитовых магм в зону активного тектогенеза.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Породы Ольхонского террейна характеризуются высокой степенью регионального метаморфизма, достигающей гранулитовой фации. Наряду

ду с региональным здесь проявлены процессы контактового метаморфизма и автосметаморфизма базитовых даек.

2. Фиксируются три типа регионального метаморфизма. Для коллажа террейнов севернее зоны Орсо выделяются два этапа регионального метаморфизма: ранний этап (около 500 млн лет) проявлен в узкой полосе, расположенной вблизи Сибирского кратона в юго-восточной части Ольхонского террейна. Оценки P - T условий метаморфизма соответствуют гранулитовой фации умеренных давлений ($T = 750\text{--}900^\circ\text{C}$, $P = 8\text{--}9$ кбар). Поздний этап (около 470 млн лет) проявлен как в зоне гранулитового метаморфизма, так и в коллаже микротеррейнов южнее. P - T условия метаморфизма соответствуют амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фациям ($T = 550\text{--}710^\circ\text{C}$, $P = 4\text{--}6$ кбар). Для гранулитовой зоны характерны минеральные ассоциации обоих этапов метаморфизма, в то время как на остальной территории фиксируются минеральные ассоциации только позднего этапа.

3. В пределах микротеррейна Орсо, разделяющего Крестовский островодужный субтеррейн от коллажа остальных микротеррейнов, встречаются высокобарные минеральные ассоциации (до 10 кбар), характеризующиеся присутствием высококальциевого граната в метапелитах. Возможны два варианта объяснения этого явления: 1) в экзотическом для Ольхонского террейна микротеррейне Орсо с возрастом протолита (860 млн лет) частично сохранились минеральные парагенезисы доколлизийного метаморфизма; 2) микротеррейн Орсо является сутурной зоной, отделяющей Крестовский субтеррейн от коллажа остальных микротеррейнов. P - T параметры метаморфизма Крестовского субтеррейна составляют единый тренд с относительно высокобарическим метаморфизмом зоны Орсо.

4. В Крестовском субтеррейне закартирована протяженная зона контактового высокотемпературного метаморфизма, связанного с габброидами второй фазы усть-крестовского комплекса. Оценка температуры образования двупироксеновых роговиков по метапироксенам бирхинской вулканоплутонической ассоциации составляет $750\text{--}850^\circ\text{C}$.

5. По геологическому положению в пределах Ольхонского террейна выделяются три типа беербахитов — продуктов автосметаморфизма субвулканических базитовых тел: 1) обширное поле беербахитов в северном обрамлении Тажеранского массива сиенитов; 2) дайки беербахитов в Бирхинском габбровом массиве; 3) дайки и отдельные блоки беербахитов в мраморном меланже. Температура автосметаморфизма при образовании беербахитов, оцененная по двупироксеновому геотермометру, составляет $700\text{--}1000^\circ\text{C}$.

Источники финансирования. Исследования выполнены в рамках Государственных заданий ИЗК СО РАН, ИГМ СО РАН, ГИН РАН при финансовой поддержке РФФИ (проекты 16-05-00202, 17-05-00203).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бибикова Е.В., Карпенко С.Ф., Сумин Л.В. и др.* U-Pb, Sm-Nd, Pb-Pb и K-Ar возраст метаморфических и магматических пород Приольхонья (Западное Прибайкалье) // Геология и геохронология Сибирской платформы и прилегающих областей. Л.: Наука, 1990. С. 170–183.
- Владимиров А.Г., Мехоношин А.С., Хромых С.В. и др.* Динамика мантийно-корового взаимодействия на глубинных уровнях коллизионных орогенов (на примере Ольхонского региона, Западное Прибайкалье) // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8. № 2. С. 223–268; <https://doi.org/10.5800/GT-2017-8-2-0240>
- Волкова Н.И., Владимиров А.Г., Травин А.В. и др.* U-Pb изотопное датирование (SHRIMP-II) цирконов из гранулитов Ольхонского региона Западное Прибайкалье: возраст протолита и проблема геодинамической интерпретации гранулитового метаморфизма // Докл. АН. 2010. Т. 432. № 6. С. 797–800.
- Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Федоровский В.С. и др.* Ольхонский метаморфический террейн Прибайкалья: раннепалеозойский композит фрагментов неопротерозойской активной окраины // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 5. С. 571–588.
- Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Федоровский В.С. и др.* Фрагмент раннепалеозойской (~500 млн лет) островной дуги в структуре Ольхонского террейна (Центрально-Азиатский складчатый пояс) // Докл. АН. 2014. Т. 457. № 4. С. 429–433.
- Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Федоровский В.С. и др.* Синметаморфические гранитоиды (~490 млн лет) — индикаторы аккреционной стадии в эволюции Ольхонского террейна (Западное Прибайкалье) // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 10. С. 1543–1561.
- Корреляция эндогенных процессов в метаморфических комплексах докембрия Прибайкалья // Под ред. А.С. Ескина, В.В. Эз, О.В. Грабкина и др. Новосибирск: Наука, 1979. 117 с.
- Кориковский С.П.* Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны. М.: Наука, 1967. 298 с.
- Кориковский С.П.* Границы ставролитовой субфации метаморфизма в области низких давлений // Докл. АН СССР. 1969а. Т. 184. № 1. С. 195–198.
- Кориковский С.П.* Фазовые равновесия в низкотемпературной части ставролитовой фации в условиях различной глубинности // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1969б. № 8. С. 40–55.
- Кориковский С.П.* Фации метаморфизма метапелитов. М.: Наука, 1979. 263 с.
- Кориковский С.П.* Проградные преобразования умеренно-барических амфиболитов в ходе их эклогитизации // Петрология. 2009. Т. 17. № 4. С. 339–354.
- Кориковский С.П., Аранович Л.Я.* Чарнокитизация ортопироксен-клинопироксен-флогопитовых бесполовошпатовых метасульфидов в Лапландском гра-

- нулитовом поясе (юг Кольского полуострова): изменение состава пород и минералов, P - T параметры, флюидный режим // Петрология. 2015. Т. 23. № 3. С. 211–250.
- Кориковский С.П., Перчук Л.Л.* Закономерности изменения P - T параметров регионального метаморфизма на основе микрозондовых исследований минералов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 5. С. 76–89.
- Лавренчук А.В., Скляров Е.В., Изох А.Э. и др.* Особенности состава габброидов Крестовской зоны (Западное Прибайкалье) как отражение взаимодействия надсубдукционной литосферной мантии с мантийным плюмом // Геология и геофизика. 2017. Т. 58. № 10. С. 1439–1458.
- Лавренчук А.В., Скляров Е.В., Изох А.Э. и др.* Бирхинская вулcano-плутоническая ассоциация (Ольхонский район, Западное Прибайкалье) – петрологические критерии комагматичности // Петрология. 2019. Т. 27. № 3. С. 309–327.
- Макрыгина В.А., Антипин В.С.* Геохимия и петрология метаморфических и магматических пород Ольхонского региона Прибайкалья. Новосибирск: Изд-во ГЕО, 2018. 248 с.
- Мехоношин А.С., Владимиров А.Г., Владимиров В.Г. и др.* Реститивные гипербазиты в коллизионной системе ранних каледонид Западного Прибайкалья // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 10. С. 1562–1582.
- Розен О.М., Федоровский В.С.* Коллизионные гранитоиды и расслоение земной коры (примеры кайнозойских, палеозойских и протерозойских коллизионных систем). М.: Книжный Мир, 2001. 256 с.
- Савельева В.Б., Медведева Т.И.* Минералогия и условия образования двупироксеновых и гранато-кордиеритогиперстеновых роговиков ангинской серии Западного Прибайкалья // Записки ВМО. 1996. № 2. С. 10–23.
- Скляров Е.В., Федоровский В.С., Котов А.Б. и др.* Карбонатиты в коллизионных обстановках и квазикарбонатиты Ольхонской коллизионной системы // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 12. С. 1405–1423.
- Скляров Е.В. (отв. ред.), Федоровский В.С. (отв. ред.), Мазукабзов А.М. и др.* Аэрокосмическая геологическая карта юго-западной части Ольхонского региона (Байкал). Зона Крестовский–Широкая. Ольхонский геодинамический полигон. М.: Изд-во Группа компаний А1 TIS, 2012.
- Скляров Е.В. (отв. ред.), Федоровский В.С. (отв. ред.), Лавренчук А.В. и др.* Аэрокосмическая геологическая карта междуречья Анга-Бегул (Байкал) зона Правая Анга. Ольхонский геодинамический полигон. М.: Изд-во: Центр Сорумастер, 2013.
- Скляров Е.В., Лавренчук А.В., Пушкарев Е.В. и др.* Беербахиты Приольхонья: геологическая позиция, минералогия и механизмы образования // Геодинамическая эволюция Центрально-Азиатского подвижного пояса: от океана к континенту (м-лы совещания). Иркутск: Изд-во ИГ СО РАН, 2017. Вып. 15. С. 254–257.
- Федоровский В.С., Скляров Е.В., Мазукабзов А.М. и др.* Геологическая карта Массива Тажеран. М.: Изд-во Группа компаний А1 TIS, 2009.
- Федоровский В.С., Скляров 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.
- Федоровский В.С., Скляров Е.В., Мазукабзов А.М. и др.* Аэрокосмическая геологическая карта северо-восточной части Приольхонья (Байкал). Зоны Нутгей и Оргойта-Змеиная падь. Ольхонский геодинамический полигон. М.: Изд. Группа компаний А1 TIS, 2011.
- Федоровский В.С. (отв. ред.), Мазукабзов А.М., Скляров Е.В. и др.* Аэрокосмическая геологическая карта юго-западной части зон Черноруд и Томота Ольхонского региона (Байкал). Ольхонский геодинамический полигон. М.: Изд-во Группа компаний А1 TIS, 2012.
- Федоровский В.С. (отв. ред.), Мазукабзов А.М., Скляров Е.В. и др.* Аэрокосмическая геологическая карта северо-восточной части зон Черноруд и Томота Ольхонского региона (Байкал). Ольхонский геодинамический полигон. М.: Изд-во: Центр Сорумастер, 2013.
- Федоровский В.С., Скляров Е.В., Гладкочуб Д.П. и др.* Аэрокосмическая геологическая карта Ольхонского региона (Байкал, Россия). М.: Изд. Профессиональный Центр Копимастер, 2017.
- Шенгелия Д.М., Кориковский С.П., Чичинадзе Г.Л. и др.* Петрология метаморфических комплексов Большого Кавказа // Под ред. С.П. Кориковского. М.: Наука, 1991. 231 с.
- Bloxam T.W.* The origin of the Girvan–Ballantrae beerbachites // Geol. Magaz. 1955. V. 92. P. 329–37.
- Brey G.P., Kohler T.* Geothermobarometry in four-phase lherzolites II, new thermobarometers, and practical assessment of existing their barometers // J. Petrol. 1990. V. 31. P. 1353–1378.
- Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Fedorovsky V.S. et al.* Pre-collisional (>0.5 Ga) complexes of the Olkhon terrane (southern Siberia) as an echo of events in the Central Asian Orogenic Belt // Gondwana Res. 2017. V. 42. P. 243–263.
- Fedorovsky V.S., Donskaya T.V., Gladkochub D.P. et al.* The Olkhon collision system (Baikal region) // Structural and tectonic correlation across the Central Asian orogenic collage: North-Eastern segment // Ed. E.V. Sklyarov. Guidebook and abstract volume of the Siberian Workshop IGCP-480. Irkutsk. 2005. P. 5–76.
- Ghent E.D., Stout M.Z.* Geobarometry and geothermometry of plagioclase-biotite-garnet-muskovite assemblages // Contrib. Mineral. Petrol. 1981. V. 76. P. 92–97.
- Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Wingate M.T.D. et al.* Petrology, geochronology, and tectonic implications of c. 500 Ma metamorphic and igneous rocks along the northern margin of the Central-Asian Orogen (Olkhon terrane, Lake Baikal, Siberia) // J. Geol. Soc. London. 2008. V. 165. P. 235–246.
- Holdaway M.J.* Application of new experimental and garnet Margules data to the garnet-biotite geothermometer // Amer. Mineral. 2000. V. 85. P. 881–892.
- Holland T.J.B., Powell R.* An internally consistent thermodynamic dataset for phase of petrological interest // J. Metamorphic Geol. 1998. V. 16. P. 309–343.
- Kleemann U., Reinhardt J.* Garnet-biotite thermometry revisited: the effect of AlVI and Ti in biotite // Eur. J. Mineral. 1994. V. 6. P. 925–941.
- Klemm G.* Petrographische Mitteilungen aus dem Odenwalde. Notizbl. Ver. Erdk. Darmstadt, 1926. 5 F. H. 9. P. 104–117.

- MacGregor A.G.* Scottish pyroxene-granulite hornfels and Odenwalde beerbachite // *Geol. Magaz.* 1931. V. 98. P. 506–521.
- Phillips E.R.* On the rock name beerbachite // *Geol. Magaz.* 1969. V. 106. № 3. P. 281–283.
- Python M., Abily B., France L.* Magmatism and metamorphism at the sheeted dyke-gabbro transition zone: new insight from beerbachite from ODP/IODP Hole 1256D and Oman ophiolite // *Geophys. Res. Abstracts.* 2014. V. 16. EGU2014-14291.
- Umeji A.C.* On the beerbachites from Freetown, Sierra Leone // *Geol. Magaz.* 1985. V. 122. № 5. P. 663–667.
- Wells P.R.A.* Pyroxene thermometry in simple and complex systems // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1977. V. 62. P. 129–139.
- Whitney D.L., Evans B.W.* Abbreviations for names of rock-forming minerals // *Amer. Mineral.* 2010. V. 95. P. 185–187.
- Wood B.J., Banno S.* Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1973. V. 42. P. 109–124.
- Wu C.-M.* Calibration of the garnet-biotite- Al_2SiO_5 -quartz geobarometer for metapelites // *J. Metamorph. Geol.* 2017. V. 35. Iss. 9. P. 983–998.

Regional, Contact Metamorphism and Autometamorphism in the Olkhon Terrain (West Baikal Area)

**E. V. Sklyarov^{a, b, *}, A. V. Lavrenchuk^{c, d}, V. S. Fedorovsky^e, D. P. Gladkochub^a,
T. V. Donskaya^a, A. B. Kotov^f, A. M. Mazukabzov^a, and A. E. Starikova^{c, d}**

^a*Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk, 664033 Russia*

^b*Far East Federal University, School of Engineering, Vladivostok, 690091 Russia*

^c*Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch
of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, 630090 Russia*

^d*Novosibirsk State University, Department of Geology and Geophysics, Novosibirsk, 630090 Russia*

^e*Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, 109017 Russia*

^f*Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, 199034 Russia*

*e-mail: skl@crust.irk.ru

The rocks of the Olkhon terrane experienced high-grade regional metamorphism reaching granulite facies. In addition to regional metamorphism, they were subjected to contact metamorphism and autometamorphism (basite dikes). Three types of regional metamorphism have been distinguished. A terrane collage north of the Orso Zone revealed two stages of regional metamorphism: early-stage granulite metamorphism ($T = 750\text{--}900^\circ\text{C}$, $P = 8\text{--}9$ kbar, around 500 Ma) and late-stage amphibolite and low amphibolite facies ($T = 550\text{--}710^\circ\text{C}$, $P = 4\text{--}6$ kbar, 460–470 Ma). The Orso microterrane separating the Krestovsky island-arc subterrane from a collage of other microterranes contains high-pressure mineral assemblages (up to 10 kbar), which are characterized by the presence of high-calcium garnet in metapelites. The Orso microterrane and Krestovsky subterrane are characterized by relatively high-pressure metamorphism. An extended zone of contact high-temperature metamorphism related to the emplacement of gabbro of the second phase of the Ustkrestovsky Complex, has been mapped in the Krestovsky subterrane. The temperature of formation of two-pyroxene hornfels after metaporphyrite of the Birkhin volcanoplutonic association is estimated at $750\text{--}850^\circ\text{C}$. Beerbachites were formed by autometamorphism of subvolcanic mafic bodies, which compose a northern part of the Tazheran composite massif (syenite, Ne-syenite, subalkaline gabbro), dikes in the Birkhin gabbro massif, as well as dikes and separate blocks in marble mélange. The temperature of autometamorphism during formation of beerbachites is estimated from two-pyroxene geothermometer as $700\text{--}1000^\circ\text{C}$.

Keywords: metamorphism, hornfels, beerbachite, Olkhon terrane, West Baikal Area