

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И Nd-Sr ИЗОТОПНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ АМФИБОЛИТОВ ВЫСОКОБАРИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА АЛАГ-ХАДНЫ (ЮГО-ЗАПАДНАЯ МОНГОЛИЯ): ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ РИФТОГЕНЕЗ КАК ПРЕКУРСОР СУБДУКЦИИ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ

© 2022 г. С. Ю. Скузоватов^а *, М. А. Горнова^а, А. А. Каримов^а

^аИнститут геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия

*e-mail: skuzovатов@igc.irk.ru

Поступила в редакцию 15.12.2021 г.

После доработки 10.02.2022 г.

Принята к публикации 10.03.2022 г.

В пределах субдукционно-аккреционных комплексов высокобарические породы (глаукофановые сланцы, эклогиты) зачастую совмещены с породами более низких ступеней метаморфизма, последние представляют собой их ретроградно преобразованные аналоги, или были вовлечены в аккреционные процессы на более поздних стадиях, и, таким образом, характеризуют совершенно иные этапы формирования структуры и эволюции аккреционных поясов. В Юго-Западной Монголии в состав Центрально-Азиатского пояса входят палеосубдукционные комплексы неопротерозой-раннепалеозойского возраста, представленные эклогитами и ассоциирующими с ними породами комплекса Алаг-Хадны. В настоящей работе представлены результаты минералого-геохимических и изотопных исследований амфиболитов из указанного комплекса, природа и соотношение с эклогитами для которых до настоящего времени являлись неопределенными. Структура изученных пород меняется от мелкозернистых гранобластовых и нематогранобластовых эпидот-клиноцоизитовых до среднезернистых нематобластовых титанит-эпидотовых амфиболитов, интенсивно перекристаллизованных в результате поздних деформаций. Первичные парагенезисы представлены амфиболами – паргаситом и магнезиальной роговой обманкой ($^{187}\text{Nd}/^{147}\text{Sm} = 0.07\text{--}0.16$, $^{147}\text{Sm}/^{143}\text{Nd} = 0.79\text{--}1.69$, $^{141}\text{Nd}/^{143}\text{Nd} = 0.14\text{--}0.64$, $^{141}\text{Nd}/^{143}\text{Nd} + \text{Ti} = 0.58\text{--}1.29$, $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg}) = 0.18\text{--}0.46$ при $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+} + \text{Al}) = 0.18\text{--}0.77$), кислым-средним плагиоклазом ($An_{24\text{--}36}$), эпидотом-клиноцоизитом ($0.13 < X_{\text{Fe}^{3+}} < 0.25$), тогда как ретроградная ассоциация включает в себя альбит и магнезиальную роговую обманку. Расчеты с использованием состава амфиболов, амфиболовой и амфибол-плагиоклазовой термобарометрии показали пиковые условия равновесия ($570\text{--}630^\circ\text{C}$, $7\text{--}9$ кбар) в высокотемпературной эпидот-амфиболитовой фации, с ретроградным преобразованием в условиях зеленосланцевой фации. Петрохимические характеристики амфиболитов соответствуют таковым умеренно-титанистым толеитов низкой щелочности, однако редкоэлементный состав значительно варьирует от близких к N-MORB до E-MORB, в различной степени обогащены Nb, Ta, Th, U, имеют минимумы по Eu и Ti, обусловленные фракционированием родоначальных расплавов для исходных пород. Изотопный состав Nd ($\epsilon_{\text{Nd}}(550)$ от $+5.1$ до -9.1) и Sr ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{550}$ $0.7057\text{--}0.7097$) подтверждает различный, преимущественно умеренно-деплементированный, характер мантийных источников базитов, но в то же время указывает на существование “аномальных” областей мантийных источников с нерадиоогенным изотопным составом Nd. Полученные данные свидетельствуют о формировании протолита амфиболитов в обстановке внутриконтинентального растяжения в пределах континентальной окраины, вероятно, связанной с образованием ограниченного неопротерозойского океанического бассейна с последующей поздневендской-раннекаледонской конвергенцией. Предполагается, что метаморфизм умеренных-повышенных давлений амфиболитов, схожий по *P-T* параметрам с регрессивным метаморфизмом эклогитов и ассоциирующих метаосадочных пород, связан с аккреционными процессами, сопряженными с раннепалеозойским субдукционно-аккреционным метаморфизмом ($\sim 550\text{--}540$ млн лет), либо является результатом финальной аккреции с формированием зоны тектонического меланжа между Озерной зоной и Дзабханским террейном ($\sim 515\text{--}490$ млн лет или моложе).

Ключевые слова. Центрально-Азиатский складчатый пояс, субдукция, аккреция, метаморфизм, амфиболиты, редкие элементы, изотопный состав Nd-Sr

DOI: 10.31857/S0869590322040057

Рис. 1. (а) Геологическая структура центрального сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса, по (Козаков и др., 2021).

1 – четвертичные отложения; 2 – турбидитные отложения девона–карбона; 3 – нерасчлененные вулканоплутонические комплексы палеозоя–раннего мезозоя; 4 – палеоокеанические и островодужные герциниды Южно-Алтайской зоны; 5 – отложения континентального склона и пассивной окраины; 6 – поздние каледониды Монголо-Алтайской зоны; 7 – палеоокеанические и островодужные комплексы эдиакария–нижнего кембрия Озерной зоны; 8 – эдиакарий–неопротерозойские офиолиты Баянхонгорской зоны; 9 – раннепротерозойские палеоокеанические и островодужные комплексы; 10–15 – установленные и предполагаемые блоки кристаллических пород: 10 – раннего докембрия, 11 – нерасчлененные шельфовые и вулканические толщи Баянхонгорской зоны и метаморфические породы Южно-Хангайского метаморфического пояса (поздний неопротерозой), 12 – метаморфические комплексы раннего неопротерозоя (обнаженные и предполагаемые под чехлом), 13 – метаморфические комплексы позднего неопротерозоя, 14 – метаморфические комплексы раннего палеозоя, 15 – метаморфические комплексы позднего палеозоя; 16 – тектонические границы, разломы; 17 – положение объекта исследований.

(б) Схема геологического строения района исследований, по (Buriánek et al., 2017) с изменениями авторов.

ВВЕДЕНИЕ

Субдукционно-аккреционные комплексы, сформированные на конвергентных границах плит, характеризуются присутствием высокобарических пород (эклогитов и глаукофановых сланцев) в ассоциации с серпентинитовым меланжем, метаосадочными и фельзитическими породами (Ernst, 2005). В палеосубдукционных комплексах тихоокеанского (океанического) типа высокобарические породы, как правило, представлены метаморфизованными аналогами пород океанической коры (базиты типов N-, T-, E-MORB, ассоциирующие терригенные, силикакластические флишевые метаосадки, глубоководные глины), они генетически связаны с эволюцией палеоокеанов близкого возраста, тогда как для палеозон континентальной субдукции (альпийского типа) может наблюдаться существенное разнообразие как геохимических, так и возрастных характеристик пород, вовлеченных в субдукцию. В ряде случаев полиметаморфические палеосубдукционные пояса содержат вещественные индикаторы перехода от океанической к континентальной субдукции (Song et al., 2006; Zhang et al., 2013). Вне зависимости от типа субдукционных поясов распространенным является случай совмещения в пределах палеосубдукционных структур пород различной степени метаморфизма. В частности, метабазиты средних ступеней метаморфизма (амфиболиты, гранатовые амфиболиты) могут представлять собой как продукт ретроградного преобразования эклогитов, так и породы, не испытавшие значительного погружения. Таким образом, принципиально важным является комбинирование геохимических, изотопных и термобарометрических данных для расшифровки истории аккреционных структур.

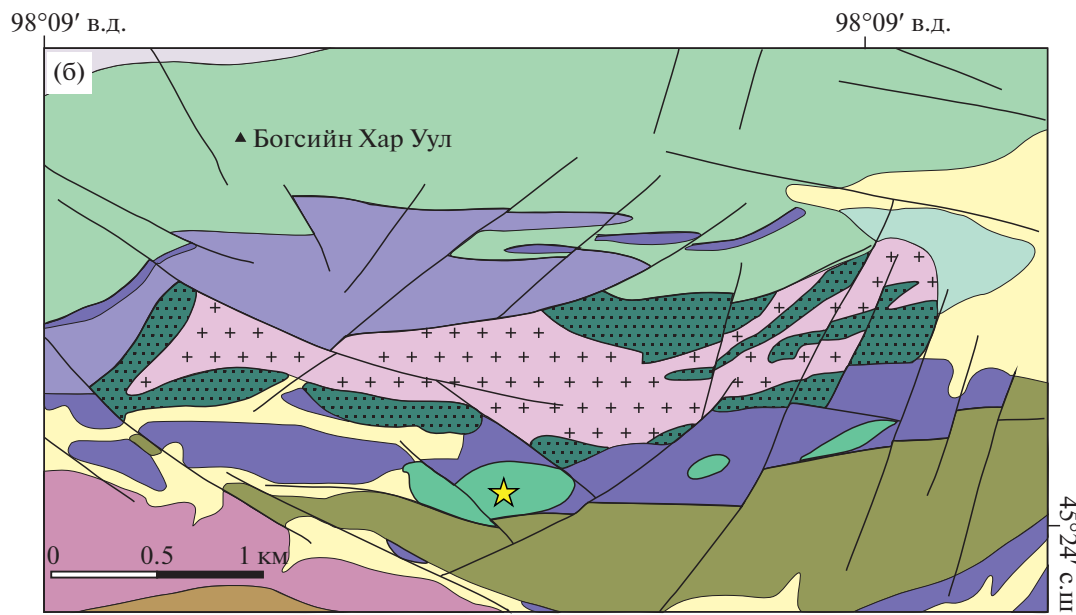
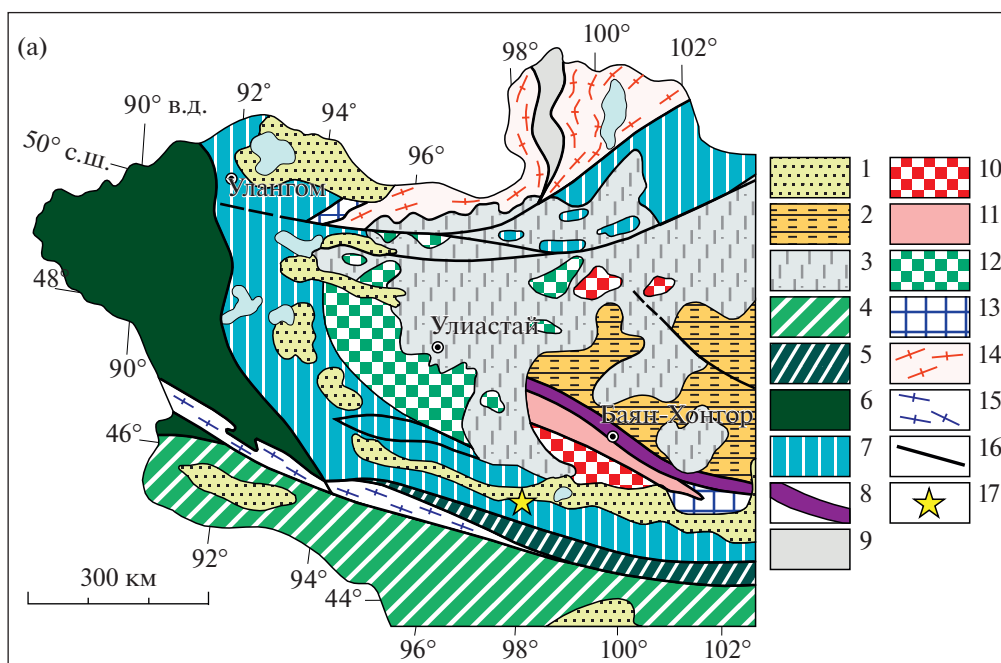
В пределах недавно выявленного высокобарического комплекса Алаг-Хадны в Юго-Западной Монголии (Štípská et al., 2010; Skuzovátov et al., 2018) эклогиты совмещены с ортогнейсами и метаосадочными породами, демонстрирующими петрологиче-

ские индикаторы субдукционного метаморфизма (Skuzovátov, 2021), а также с породами более низких ступеней метаморфизма (метакарбонатами, амфиболитами). Геохимические исследования показали потенциально единую палеоокеаническую природу метабазитов всего комплекса и, таким образом, его формирование во внутриокеанической обстановке в венд-раннекембрийское время (Štípská et al., 2010), что не подтвердилось более детальными изотопно-геохимическими исследованиями (Skuzovátov et al., 2018). В настоящей работе приведены минералогические и изотопные данные для амфиболитов, наблюдаемых в южной периферии эклогитосодержащего комплекса, которые могут представлять собой ранее не подтвержденные фрагменты океанической коры неопротерозойского океанического бассейна, пространственно и генетически связанные с тектонической эволюцией высокобарических пород.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЮГО-ЗАПАДНОЙ МОНГОЛИИ И РАЙОН ИССЛЕДОВАНИЙ

Центрально-Азиатский складчатый пояс (ЦАСП), ограниченный Сибирским, Таримским и Северо-Китайским кратонами, является крупнейшей областью, где на протяжении фанерозоя происходило наращивание континентальной коры (Jahn et al., 2000; Sengör et al., 1993). Пояс состоит из террейнов различной геодинамической природы, главным образом, субдукционно-аккреционных комплексов, микроконтинентов с докембрийским фундаментом и офиолитов. ЦАСП был сформирован в результате эволюции и закрытия Палеоазиатского океана во временной период от неопротерозоя до перми (например, Козаков и др., 2012; Ярмолюк и др., 2006; Jahn et al., 2000; Sengör et al., 1993). Монгольский сегмент ЦАСП – это центральная структура пояса, его западная и юго-западная области являются типичным примером коллажа высокоградных докембрийских блоков, палеозойских дуг и аккреционных комплексов (рис. 1а) (Ярмолюк и др., 2006; Dobretsov et al., 2003; Khain et al., 2003;

Дополнительная информация для этой статьи доступна doi: 10.31857/S0869590322040057 для авторизованных пользователей.



- | | | | | | |
|----------------------------|---------------------------------|--|---|-----------------------|------------------------|
| <i>комплекс Алаг-Хадны</i> | | <i>кристаллический комплекс Замтын-Нуруу</i> | | | |
| | эклогиты | | ортогнейсы, амфиболиты, мигматиты | | |
| | амфиболиты | | недифференцированные метамагматические породы | | |
| | серпентинизированные перидотиты | | V–Є, метакулканыты и метатерригенные породы | формации Майхан-Цахир | |
| | ортогнейсы и метаосадки | | V–Є, карбонаты | | |
| | | | V, метакулканыты и метатерригенные породы хантайширская свита | | юрские конгломераты |
| | | | | | четвертичные отложения |

Kröner et al., 2010). Северная часть Монголии в основном сложена раннепалеозойскими (каледонскими) комплексами, отделенными от позднепалеозойских (герцинских) комплексов Южной Монголии Главным Монгольским линеamentом (Tomurtoogo, 1997). Область настоящего исследования расположена в западной части Гоби-Алтая в пределах Озерной зоны венд-раннепалеозойских офиолитов и субдукционно-аккреционных комплексов (Руднев и др., 2013; Matsumoto, Tomurtoogo, 2003) между указанным линеamentом и сутурой, отделяющими Озерную зону от комплексов Дзобханского микроконтинента и Байдарикского блока (Козаков и др., 2007, 2012).

Район полевых исследований был расположен в пределах хребта Замтын в 20 км к северо-востоку от сомона Чандмань (рис. 16). Детальное описание геологической структуры района было впервые приведено в (Hanžl, Aichler, 2007) и в (Štípská et al., 2010). Согласно цитируемым материалам, нижние уровни структуры заняты высокоградными породами кристаллического комплекса Замтын-Нуруу с U-Pb возрастами цирконов от неопротерозоя до раннего кембрия (948–541 млн лет) (Hanžl, Aichler, 2007; Kröner et al., 2010; Buriánek et al., 2017). Комплексы фундамента тектонически перекрыты вулканогенно-осадочными и карбонатными породами формации Цахир-Уул с раннекембрийской фауной (Kröner et al., 2010). Эклогиты были исходно обнаружены в виде отдельных будин размером до нескольких сотен метров в метаосадочных породах и карбонатах (Štípská et al., 2010; Skuzovtov et al., 2018) и приурочены к блоку, содержащему ортогнейсы и метапелиты (кристаллический комплекс Алаг-Хадны) (Štípská et al., 2010; Skuzovtov et al., 2018). На основании геохимических характеристик, схожих с базальтами T-MORB, высокобарические породы были отнесены к аккреционному комплексу раннекембрийской палеозоны субдукции, надвинутой на кристаллические породы фундамента. Более поздние модели предполагают формирование осадочных и магматических протолитов пород в обстановке континентальной окраины, эволюция которой происходила от раннепротерозойского рифтогенеза (Skuzovtov et al., 2018) или надсубдукционного-задугового магматизма (Buriánek et al., 2017) до раннекаледонской субдукционно-аккреционной стадии (540–530 млн лет). Параметры метаморфизма эклогитов (600–620°C, 19–21 кбар) интерпретируются как результат субдукции континентальной окраины (Štípská et al., 2010; Skuzovtov et al., 2018). Возраст эклогитов (543 млн лет, Ar-Ar по фенгиту) и метапелитов (537 млн лет, тот же метод) (Štípská et al., 2010) схож с возрастом метаморфогенных цирконов из ортогнейсов (538 млн лет) (Buriánek et al., 2017; Skuzovtov, 2021). Детальные *P-T* оценки для пород различной литологии, ассоциирующихся с эклогитами, позволили установить

различную степень метаморфического преобразования для метагранитоидов фундамента и метаосадочных сланцев (не более 600–670°C и 11–14 кбар) и для метапелитов (до 500–570°C и 21–23 кбар), вероятно, имевших общую субдукционную историю с эклогитами. С юга зона высокобарических пород находится в тектоническом контакте с венд-раннекембрийскими карбонатами формации Майхан-Цахир, вмещающими тела амфиболитов, ареал распространения которых, в свою очередь, ограничен с юга метаперидотитами. Минеральные ассоциации и геохимические особенности метаперидотитов указывают на формирование исходных пород в обстановке растяжения с последующей надсубдукционной рефertilизацией расплавами и/или флюидами и метаморфизмом при *P-T* параметрах, схожих с таковыми для эклогитов (640–720°C, 16–20 кбар) (Gornova et al., 2020).

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Подготовка проб и все аналитические исследования проведены в ЦКП “Изотопно-геохимических исследований” ИГХ СО РАН (г. Иркутск). Составы породообразующих и аксессуарных минералов в амфиболитах получены методом рентгено-спектрального микроанализа с использованием микроанализатора JEOL JXA8200 при размере пучка 2 мкм, токе 15 нА и ускоряющем напряжении 20 кВ. Для калибровки использован набор стандартных образцов, включая альбит для Na, пироповый гранат для Al, калиевый полевой шпат для K, диопсид для Ca, форстерит для Mg, Mn-гранат для Mn, Ti-ильменит для Ti и Cr-шпинель для Cr. Расчет формульных составов амфиболов, согласно рекомендованной классификации, произведен с использованием алгоритма ACES (Amphibole Classification Excel Spreadsheet, версия 1.9.8; Locock, 2014). Данные пересчета формульных коэффициентов приведены без учета компенсации заряда Ti⁴⁺ замещением OH⁻ на O²⁻ в позиции W, что систематически занижает долю Fe³⁺ на ~6–7%. Для эпидота-клиноцоизита и плагиоклаза формулы рассчитаны на 8 катионов и 16 зарядов (8 атомов кислорода) соответственно, для титанита – на 3 катиона. Представительные составы минералов из амфиболитов комплекса Алаг-Хадны приведены в табл. 1; в полном объеме исходные данные приведены в Supplementary², ESM_1.xlsx.

Для определения валового состава фрагменты пород измельчали в щековых дробилках и перемалывали в тонкие порошки (<0.02 мм) с помощью стальных мельниц. Содержание главных ок-

² В Дополнительных материалах к русской и английской онлайн-версиям статьи на сайтах <https://elibrary.ru/> и <http://link.springer.com/> соответственно приведены: ESM_1.xlsx (Supplementary) – Составы минералов эпидот-клиноцоизитовых амфиболитов комплекса Алаг-Хадны, Юго-Западная Монголия.

Таблица 1. Представительные составы минералов из амфиболитов комплекса Алаг-Хадны, Юго-Западная Монголия (мас. %)

Компоненты	Обр. М16-36										Обр. М16-37										Обр. М16-41				
	Amp1	Amp2	Ep1	Ep2	P1	P2	Ti-Mag	Ti-Mag	Amp1	Amp2	Ep1	Ep2	P1	P2	Rt	Tm	Amp1	Amp2	Ep1	Ep2	P1	P2			
SiO ₂	46.3	45.9	39.0	38.9	61.8	61.9	0.00	0.00	44.4	44.8	39.3	39.0	60.3	63.4	0.00	30.3	45.0	44.3	39.0	38.8	67.5	63.0			
TiO ₂	0.66	0.61	0.10	0.12	0.00	0.00	15.8	19.2	0.52	0.60	0.24	0.22	0.00	0.00	97.1	36.7	0.82	0.84	0.00	0.23	0.00	0.00			
Al ₂ O ₃	10.8	11.1	23.4	23.4	24.1	22.9	0.00	0.00	13.1	12.6	24.9	24.9	25.0	23.1	0.10	0.96	12.5	12.4	24.6	23.6	21.1	23.2			
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00			
FeO	15.5	15.4	12.1	12.2	0.21	0.17	77.7	74.1	15.8	15.6	10.4	10.4	0.37	0.20	0.69	0.60	15.5	15.5	11.0	12.0	0.34	0.31			
MnO	0.33	0.34	0.16	0.16	0.00	0.00	0.61	0.23	0.27	0.28	0.13	0.16	0.00	0.00	0.00	0.00	0.29	0.26	0.15	0.17	0.00	0.00			
MgO	12.4	12.4	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	11.3	11.5	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	11.5	12.0	0.00	0.00	0.00	0.00			
CaO	11.5	11.6	23.1	23.1	6.28	5.03	0.00	0.00	11.3	11.3	23.1	23.4	7.30	4.55	0.40	28.6	11.4	11.4	23.4	23.5	1.13	4.73			
Na ₂ O	1.83	2.02	0.00	0.00	7.75	8.43	0.13	0.00	1.85	2.22	0.00	0.00	7.15	8.69	0.00	0.00	2.17	2.09	0.00	0.00	9.95	8.74			
K ₂ O	0.21	0.21	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.31	0.31	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.41	0.39	0.00	0.00	0.55	0.00			
P ₂ O ₅	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.20	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00			
Сумма	99.4	99.5	97.9	97.8	100.2	98.6	94.2	93.6	98.9	99.3	98.2	98.0	100.1	99.9	98.3	97.5	99.5	99.1	98.0	98.2	100.5	100.0			
Si	6.66	6.60	3.06	3.06	2.75	2.76	0.00	0.00	6.44	6.50	3.07	3.05	2.68	2.82	0.00	1.01	6.51	6.41	3.05	3.04	3.00	2.80			
Ti	0.07	0.07	0.01	0.01	0.00	0.00	0.61	0.76	0.06	0.07	0.01	0.01	0.00	0.00	0.98	0.92	0.09	0.09	0.00	0.01	0.00	0.00			
Al	1.88	1.87	2.17	2.18	1.26	1.21	0.00	0.00	2.24	2.15	2.29	2.30	1.31	1.21	0.00	0.04	2.13	2.11	2.26	2.18	1.10	1.22			
Fe ²⁺	1.45	1.44	0.12	0.10	0.01	0.01	0.00	0.00	1.46	1.66	0.14	0.09	0.01	0.01	0.00	0.00	1.67	1.39	0.08	0.07	0.01	0.01			
Fe ³⁺	0.41	0.42	0.68	0.70	0.00	0.00	3.35	3.23	0.45	0.23	0.54	0.59	0.00	0.00	0.01	0.02	0.20	0.48	0.64	0.71	0.00	0.00			
Mn	0.04	0.04	0.01	0.01	0.00	0.00	0.03	0.01	0.03	0.03	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.03	0.01	0.01	0.00	0.00			
Mg	2.65	2.66	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.44	2.49	0.0	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.47	2.60	0.00	0.00	0.00	0.00			
Ca	1.78	1.78	1.95	1.95	0.30	0.24	0.00	0.00	1.76	1.76	1.94	1.96	0.35	0.22	0.01	1.02	1.78	1.76	1.96	1.97	0.05	0.23			
Na	0.54	0.55	0.00	0.00	0.67	0.73	0.01	0.00	0.52	0.62	0.00	0.00	0.62	0.75	0.00	0.00	0.61	0.59	0.00	0.00	0.86	0.75			
K	0.04	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08	0.07	0.00	0.00	0.03	0.00			

Таблица 1. Окончание

Компо- ненты	Обр. М16-41				Обр. М16-44				Обр. М16-43				Обр. М16-42								
	Tin	Amp1	Amp2	Ep1	Ep2	Rt	Amp1	Amp2	Ep1	Ep2	Pi1	Pi2	Tin	Rt	Amp1	Amp2	Ep1	Ep2	Pi1	Pi2	Tin
SiO ₂	31.3	43.3	44.1	39.5	39.6	0.00	45.7	44.9	39.3	38.9	67.5	59.2	31.2	0.00	46.5	49.6	39.4	39.0	62.6	67.7	31.2
TiO ₂	37.4	0.69	0.65	0.13	0.15	95.5	0.58	0.67	0.00	0.14	0.00	0.00	36.3	93.8	0.53	0.44	0.10	0.00	0.00	0.00	38.1
Al ₂ O ₃	0.81	14.5	14.1	26.1	26.7	0.00	11.1	10.2	23.2	23.9	20.7	25.6	1.16	0.00	11.2	8.76	24.9	22.7	23.5	20.3	0.71
Cr ₂ O ₃	0.13	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.16	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.29
FeO	0.76	16.6	16.5	9.50	7.91	0.58	16.0	16.5	12.3	11.5	0.00	1.20	0.77	0.93	12.7	11.9	9.57	13.1	0.17	0.18	0.53
MnO	0.00	0.28	0.26	0.16	0.11	0.00	0.30	0.35	0.16	0.16	0.00	0.00	0.00	0.00	0.41	0.38	0.13	0.35	0.00	0.00	0.11
MgO	0.00	9.78	10.1	0.00	0.00	0.00	11.3	11.7	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	13.8	15.2	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	28.7	11.4	11.4	23.2	23.6	0.36	11.6	11.7	23.5	23.3	1.04	0.50	28.4	1.07	11.7	11.9	23.5	23.2	5.81	1.09	28.8
Na ₂ O	0.00	1.66	1.67	0.00	0.00	0.00	1.55	1.42	0.00	0.00	9.51	4.86	0.00	0.00	1.75	1.42	0.00	0.00	7.78	10.6	0.00
K ₂ O	0.00	0.58	0.62	0.00	0.00	0.00	1.10	1.12	0.00	0.00	0.28	5.08	0.00	0.00	0.31	0.25	0.00	0.00	0.11	0.00	0.00
P ₂ O ₅	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.16	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Сумма	99.1	98.7	99.3	98.5	98.1	96.4	99.3	98.5	98.4	97.9	99.1	96.4	98.0	95.9	99.0	99.9	97.7	98.2	99.9	99.7	99.7
Si	1.02	6.34	6.41	3.06	3.07	0.00	6.67	6.60	3.08	3.06	3.01	2.64	1.03	0.00	6.64	6.96	3.09	3.07	2.79	3.01	1.02
Ti	0.92	0.08	0.07	0.01	0.01	0.99	0.06	0.07	0.00	0.01	0.00	0.00	0.90	0.97	0.06	0.05	0.01	0.00	0.00	0.00	0.93
Al	0.03	2.50	2.41	2.38	2.44	0.00	1.91	1.77	2.14	2.21	1.09	1.34	0.05	0.00	1.89	1.45	2.30	2.10	1.23	1.06	0.03
Fe ²⁺	0.00	1.81	1.78	0.14	0.11	0.00	1.80	1.59	0.10	0.09	0.00	0.04	0.00	0.00	1.13	1.08	0.11	0.09	0.01	0.01	0.01
Fe ³⁺	0.02	0.23	0.23	0.48	0.40	0.01	0.16	0.43	0.71	0.66	0.00	0.00	0.02	0.01	0.39	0.33	0.52	0.77	0.00	0.00	0.01
Mn	0.00	0.03	0.03	0.01	0.01	0.00	0.04	0.04	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.05	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	2.14	2.20	0.00	0.00	0.00	2.45	2.56	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.94	3.19	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	1.01	1.79	1.77	1.92	1.96	0.01	1.82	1.85	1.97	1.96	0.05	0.02	1.00	0.02	1.80	1.79	1.98	1.95	0.28	0.05	1.00
Na	0.00	0.47	0.47	0.00	0.00	0.00	0.44	0.41	0.00	0.00	0.82	0.42	0.00	0.00	0.49	0.39	0.00	0.00	0.67	0.91	0.00
K	0.00	0.11	0.12	0.00	0.00	0.00	0.21	0.21	0.00	0.00	0.02	0.29	0.00	0.00	0.06	0.04	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00

сидов было определено рентгенофлюоресцентным анализом с использованием спектрометра Bruker S4 Pioneer. Содержание редких и рассеянных элементов было проанализировано методом ICP-MS на квадрупольном масс-спектрометре NexION 300D (Perkin Elmer) с предварительной пробоподготовкой путем открытого кислотного разложения. Для обоих типов валового анализа использовался набор стандартных образцов (СТ-1, СГД-1, ВНВО-1) для контроля точности и воспроизводимости измерений.

Для анализа изотопного состава Nd и Sr методом изотопного разбавления порошки валовых проб с добавленными трассерами ^{149}Sm - ^{150}Nd и ^{85}Rb - ^{84}Sr разлагали в тефлоновых бюксах Savillex в смеси кислот $\text{HF}-\text{HNO}_3-\text{HClO}_4$ 3 : 1 : 0.3 по объему в ультразвуковой ванне, затем упаривали на плите при 100°C и обрабатывали 6 N HCl для удаления образовавшихся фторидов и 2 N HCl перед нанесением на колонки. Выделение Sr проходило в две стадии ионно-обменной хроматографии с использованием смол BioRad AG 50W \times 8 (200–400 mesh) и BioRad AG 50W \times 12 (200–400 mesh). Для выделения суммы PЗЭ и Sm-Nd использовались смолы BioRad AG 50W \times 12 (200–400 mesh) и LN-Resin (Eichrome). Изотопный анализ Sr проводился на термоионизационном масс-спектрометре Finnigan MAT 262 (ЦКП “Геодинамики и геохронологии” ИЗК СО РАН) в статическом режиме. Измеренные величины нормировались на $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 8.37521$ и контролировались повторными измерениями стандартных образцов NBS-987 и BCR-2. Анализ изотопного состава Nd проводился на многоколлекторном масс-спектрометре MC-ICP-MS Neptune Plus в статическом режиме с контролем точности путем повторного анализа стандартных образцов JNdi-1 и BCR-2.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Петрография и минералогия пород

Амфиболиты образуют протяженные округлые тела (от первых метров до 2 км по удлинению) в карбонатах формации Майхан-Цахир между зонной высокобарических пород и метаперидотитами и являются тектоническими мегабудинами. Стоит отметить, что непосредственного совмещения эклогитов и амфиболитов ни в карбонатах к югу от зоны высокобарических пород, ни в пределах самой зоны не наблюдается: максимально ретроградно преобразованные эклогиты здесь представлены апоэклогитовыми гранатовыми амфиболитами. Сами породы сложены амфиболом (40–70%), клиноцоизитом (20–30%), плагиоклазом (20–30%), в ряде случаев кварцем (до 10%) и аксессуарными титанитом/рутилом/титаномagnetитом, имеют серо-черный цвет, полосчатую текстуру, от мелко- до среднезернистой структуру с присутствием частых про-

жилков серицит-кальцит-хлоритового состава. Петрографическое исследование выявило широкий спектр характерных структур и текстур (рис. 2, 3): от массивных и мелкозернистых (зерна до 100 мкм) гранонематобластовых без каких-либо признаков директивности (рис. 2а, 2г; 3а, 3е) до заметно ориентированных, нематобластовых и полосчатых, связанных, прежде всего, с ориентировкой амфибола и эпидота-клиноцоизита (рис. 2б, 2д, 2е; 3в, 3д). В ряде амфиболитов полосчатость сопровождается существенным увеличением крупности зерен (до 1–1.5 мм, рис. 2д, 3д) как породообразующих амфибола и эпидота-клиноцоизита, так и аксессуарного титанита. Признаков мигматизации в породах не наблюдается. Абревиатура минералов приведена в соответствии с (Whitney, Evans, 2010).

Амфибол относится к Са-группе и по составу варьирует от паргасита до магнезиальной роговой обманки ($^{181}\text{Na} = 0.07-0.16$, $^{14}\text{Al} = 0.79-1.69$) (рис. 4а; приведено согласно Tsujimori et al., 2006). Согласно классификации амфиболов по (Hawthorne et al., 2012), фигуративные точки составов лежат преимущественно в поле магнезиальной роговой обманки при $^{14}\text{Al}(\text{Na} + \text{K} + 2\text{Ca}) = 0.14-0.64$, $^{14}\text{Al}(\text{Al} + \text{Ti} + \text{Fe}^{3+}) = 0.58-1.29$ (рис. 4б). Схожая картина наблюдается при пересчете составов на формульные коэффициенты по (Holland, Blundy, 1994). Содержание Ti (0.02–0.10 форм. ед.) меняется незначительно при более существенных вариациях ^{14}Al (см. выше) и ^{14}Al (0.19–0.85 форм. ед.). Рассчитанная железистость ($\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg})$) амфиболов находится в пределах 0.18–0.46 при $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+} + \text{Al}) = 0.18-0.77$. Наблюдаемые тренды и особенности состава типичны для метаморфических амфиболов в метабазитах средних ступеней (Геря и др., 1997; Zenk, Schulz, 2004; Schumacher, 2007) и указывают на отсутствие реликтов первично-магматического амфибола. В пределах отдельных образцов амфибол не зонален или слабо зонален, центральные зоны представлены более высокотитанистым и высокоглиноземистым амфиболом. В образцах M16-42 и M16-43 подобная зональность наиболее очевидна ввиду заметного обеднения Al, Na и/или Ti в краевых зонах (рис. 4). Подобная закономерность, как и общий характер и масштаб вариации состава амфибола, в данных образцах предполагает переуравновешивание первичных амфибол-эпидот-плагиоклазовых парагенезисов на уровне низкотемпературной эпидот-амфиболитовой фации.

Минералы группы клиноцоизита варьируют по железистости ($\text{Fe}^{3+} = 0.37-0.77$ форм. ед., $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+} + \text{Al}) = 0.13-0.25$, рис. 5а) и относятся к эпидотам, в редких случаях – к клиноцоизитам ($\text{Fe}^{3+} = 0.4-0.5$ форм. ед.). Эпидот-клиноцоизит содержит 0.10–0.35 мас. % MnO, демонстрирует

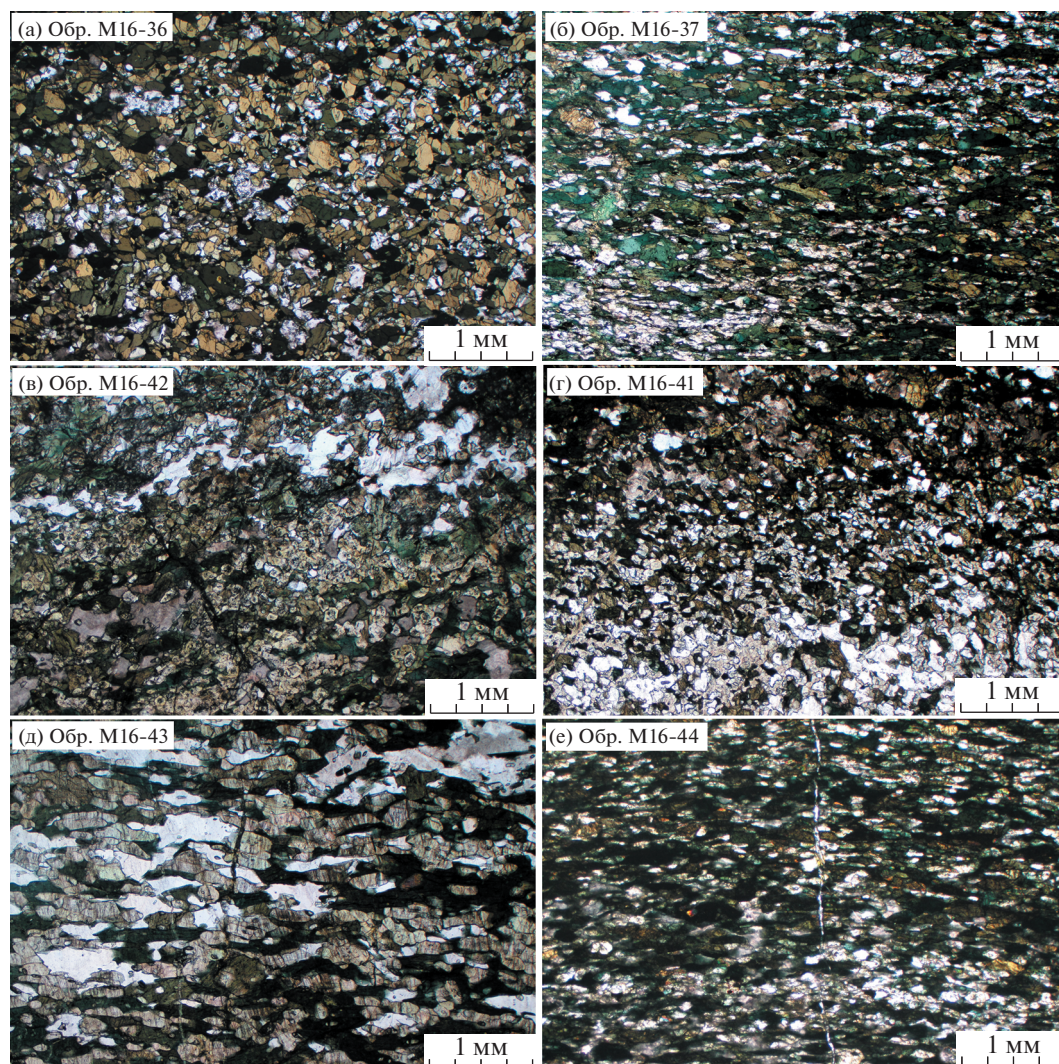


Рис. 2. Петрографические особенности изученных эпидот-клиноцоизитовых амфиболитов (фотографии в проходящем свете).

гомогенное распределение пистацитового минала или его рост по мере продвижения к периферийным зонам (выраженное, например, в очевидной зональности в обратно-рассеянных электродах на рис. 3г).

Плаггиоклаз обнаруживает значительные вариации по составу (рис. 5б). В образцах с отсутствием признаков наложенных процессов плаггиоклаз представлен олигоклаз-андезином (An_{24-36}). Во многих случаях по первичному олигоклаз-андезину развивается вторичный плаггиоклаз от существенно более кислого состава до альбита (An_{2-10}) или альбит-эпидот-серицитовый агрегат. Амфиболиты с преобладанием кислого плаггиоклаза характеризуются присутствием кварца и, отмеченным выше, изменением состава амфибола в сторону тремолита/ферроактинолита (более высокого SiO_2 и низких Al_2O_3 и Na_2O).

Минералы Ti в амфиболитах представлены акцессорными титаномагнетитом, рутилом и титанитом. *Титаномагнетит* (13.2–19.2 мас. % TiO_2) обнаружен в одном образце с наиболее массивной и мелкозернистой структурой (обр. М16-36, рис. 2а). В двух образцах (М16-41, М16-42) наблюдается *титанит* (0.80–1.80 мас. % Al_2O_3) (рис. 3д, 3б). В образцах М16-37 и М16-43 выявлены рутил (0.56–0.93 мас. % FeO) и титанит (0.96–1.33 мас. % Al_2O_3 , 0.13–0.17 мас. % F, 0.13–0.20 мас. % P_2O_5), причем последний присутствует как в виде отдельных зерен, так и в виде кайм замещения/обрастания рутила (рис. 3в, 3е). В амфиболите, обр. М16-44, обнаружен только рутил (рис. 3г).

Минеральная термобарометрия

Несмотря на крайне ограниченные вариации минерального состава метабазитов средних сту-

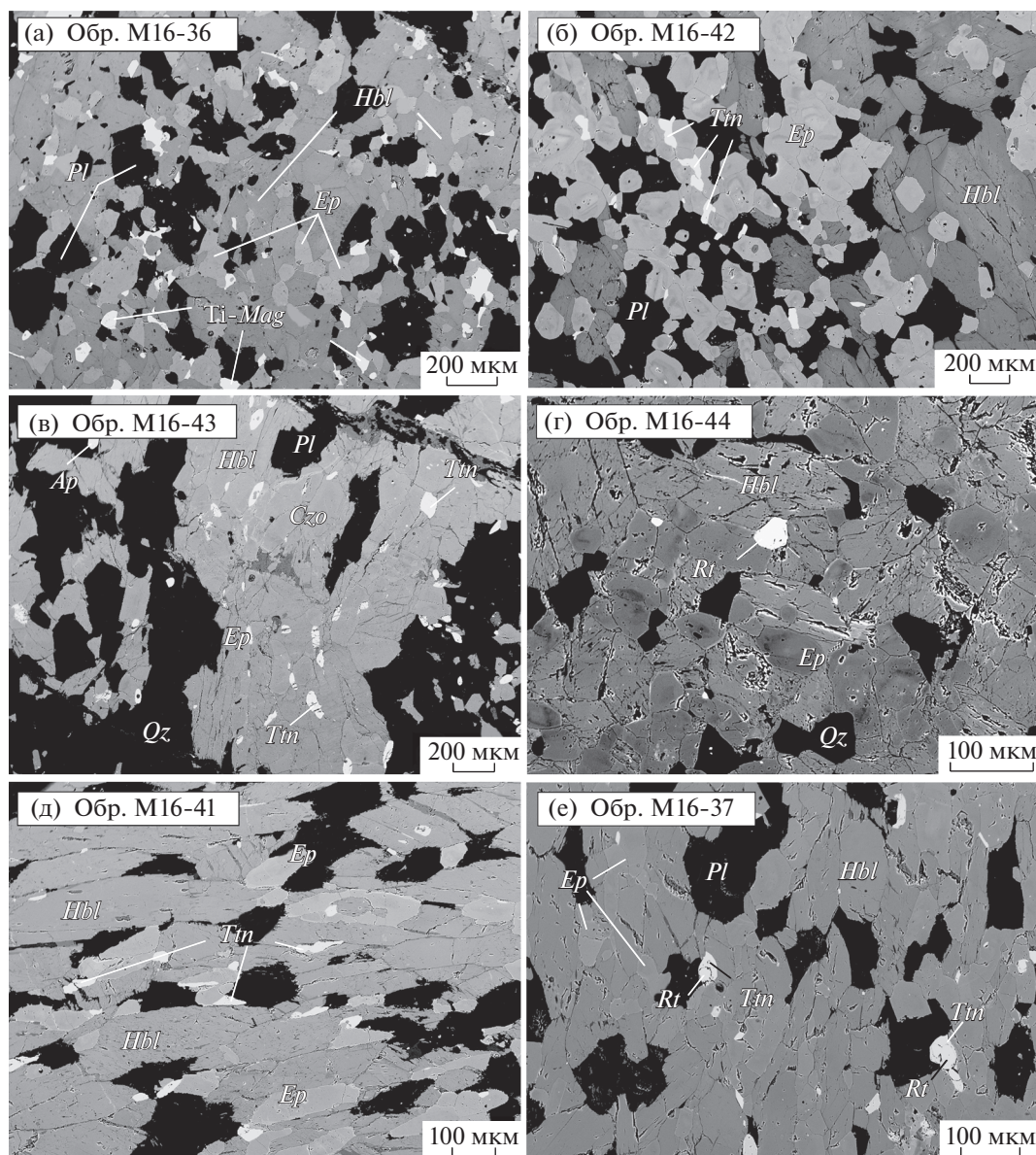


Рис. 3. Детальные структурные взаимоотношения породообразующих и акцессорных минералов в амфиболитах (микрофотографии в режиме обратно-рассеянных электронов).

пений (Oh, Liou, 1998), куда более вариативным может быть состав зональных породообразующих фаз, в частности Са-амфибола (Laird, Albee, 1981; Raase, 1994; Zenk, Schulz, 2004), который является важным источником информации о *P-T* эволюции пород. Состав амфиболов, в частности степень чермакитового и глаукофанового изоморфизма, зависит от степени метаморфизма, что приводит к увеличению содержаний Ti, ^{VI}Al, ^{IV}Na с ростом температуры и ^{VI}Al и ^{IV}Na с ростом давления (Brown, 1977; Spear, 1980; Геря и др., 1997; Ernst, Liu, 1998; Zenk, Schulz, 2004). В настоящей работе оценки *P-T* параметров полу-

чены по амфибол-плаггиоклазовому геотермометру (Holland, Blundy, 1994). Применимость последнего, однако, ограничена ввиду (1) присутствия свободного кварца, участвующего в амфиболообразующих реакциях, только в двух образцах, (2) повсеместного замещения первичного плаггиоклаза (присутствие двух генераций плаггиоклаза или полное отсутствие андезин-олигоклаза) и (3) потенциально неравновесного характера ассоциации позднего амфибола с альбитом. Следствием этого могут являться несколько завышенные значения температуры (в расчете на давление 7 кбар), полученные по всем бескварцевым амфиболитам

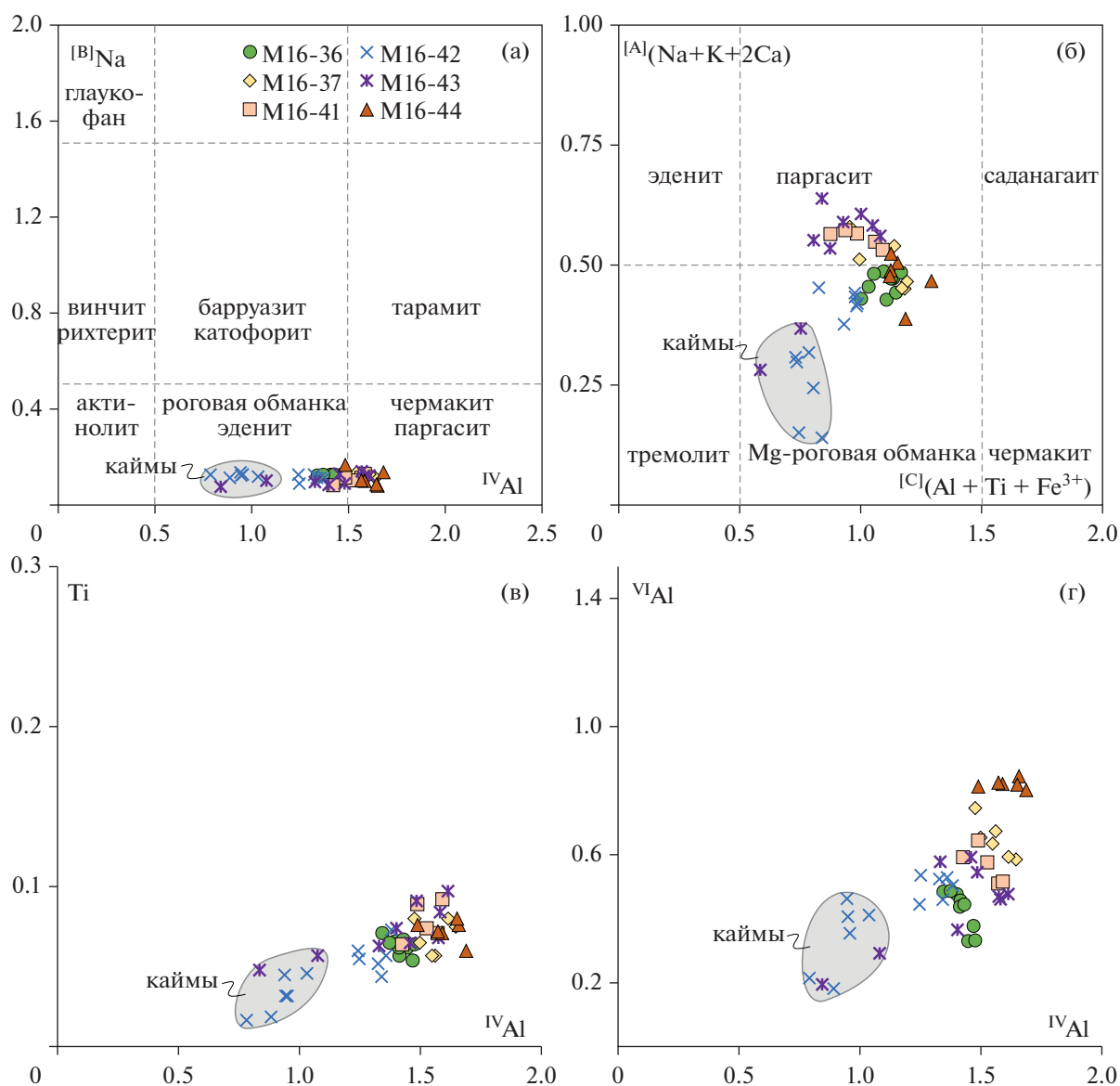


Рис. 4. Состав амфиболов в изученных амфиболитах.

(~690–750°C для обр. М16-36, 650–730°C для обр. М16-37, 680–710°C для обр. М16-41), чуть более низкие значения 640–690°C для обр. М16-42 с единичными зернами кварца. Наблюдается отсутствие нормальных оценок для кварцсодержащих амфиболитов (обр. М16-43, М16-44), где плагиоклаз представлен исключительно альбитом. Серия *P-T* оценок, полученных по составу амфибола с использованием геотермобарометров, согласно (Геря и др., 1997), в модифицированном виде по (Zenk, Schulz, 2004), сосредоточены в относительно узком диапазоне более умеренных температур (570–630°C) и давлений (4–7 кбар), с более низкими параметрами, характерными для бедных Al и Ti кайм двух образцов М16-42 и М16-43 (500–550°C, 3–4 кбар) (рис. 6).

Петро- и геохимические характеристики пород

Изученные амфиболиты характеризуются довольно ограниченным диапазоном содержания $\text{SiO}_2 = 48.0\text{--}51.0$ мас. % и суммы щелочей ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$) = 2.07–2.85 мас. %, низко-умеренным $\text{TiO}_2 = 0.49\text{--}1.45$ мас. % и $\text{Mg}\# = 0.44\text{--}0.52$, которые соответствуют низкотитанистым железистым толеитам (табл. 2). Магнезиальность пород ($\text{Mg}\# = 0.30\text{--}0.38$) соответствует наименее магнезиальным эклогитам, при этом для амфиболитов с наименьшим содержанием магния (MgO менее 6 мас. %) характерны наибольшие отклонения от состава эклогитов (рис. 7), в частности повышенные содержания Al_2O_3 и CaO и, напротив, пониженные FeO и TiO_2 .

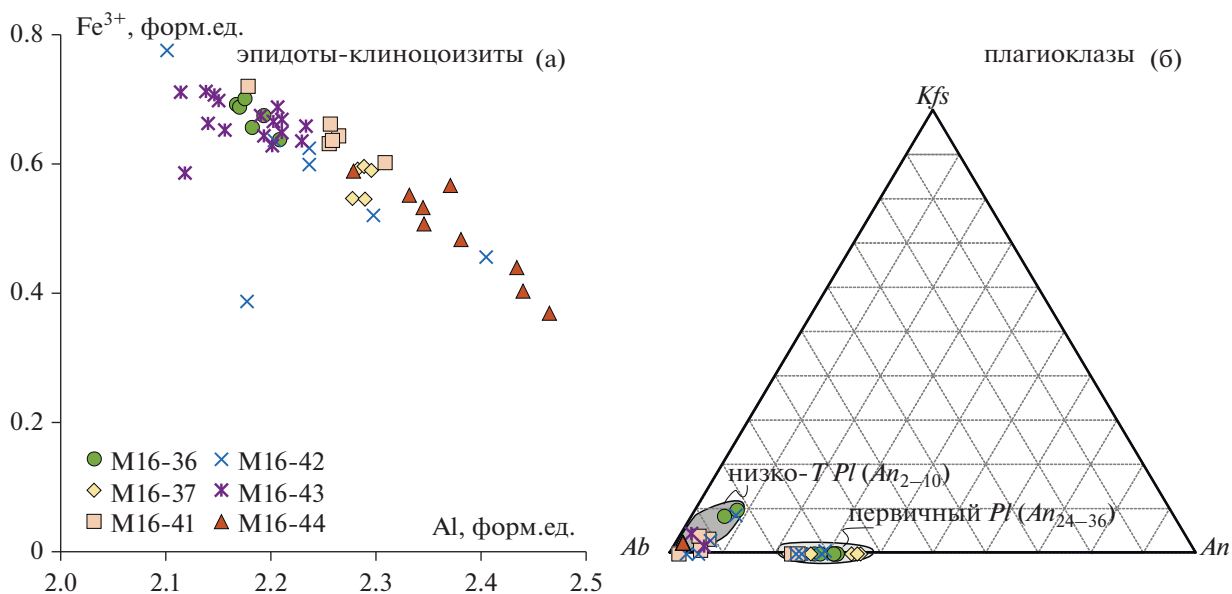


Рис. 5. Состав эпидота-клиноцоизита (а) и плагиоклаза (б) в изученных амфиболитах.

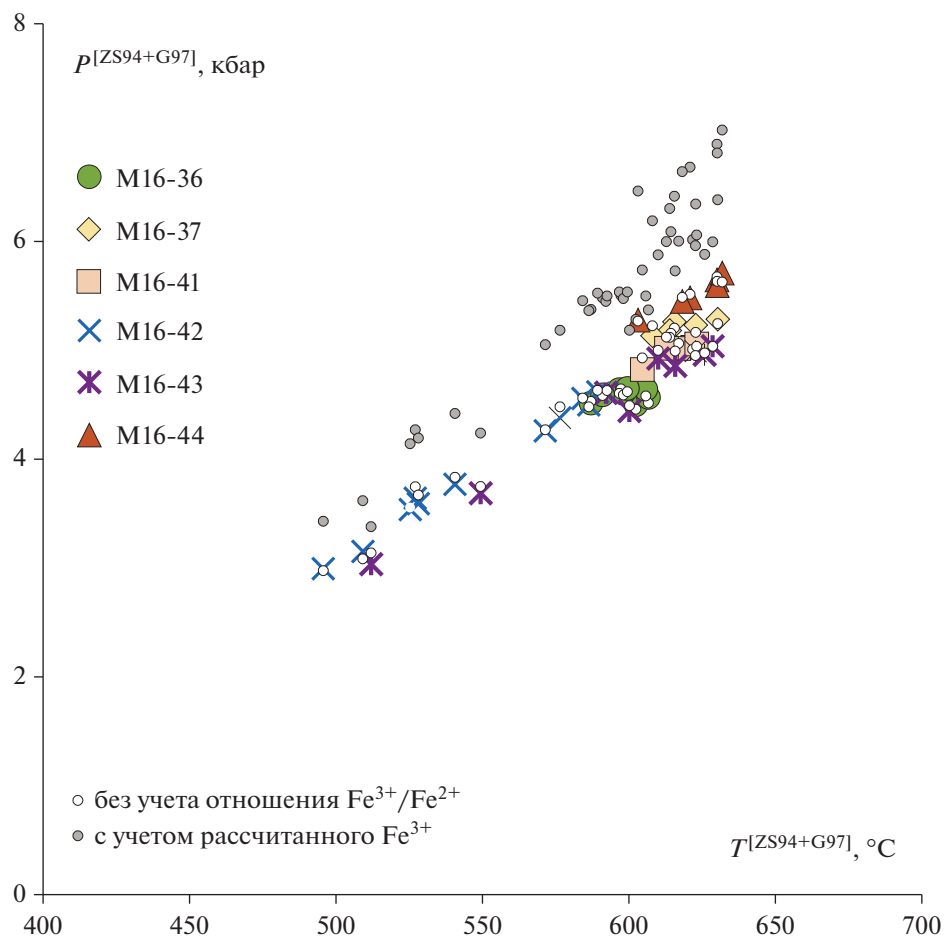


Рис. 6. P - T оценки для амфиболитов на основе амфиболового геотермобарометра (ZS94 – Zenk, Schulz, 1994; G97 – Гера и др., 1997).

Таблица 2. Содержание главных (мас. %) и редких элементов (г/т) в амфиболитах комплекса Алаг-Хадны, Юго-Западная Монголия

Компоненты	M16-36	M16-37	M16-41	M16-42	M16-43	M16-44
SiO ₂	48.9	50.0	51.0	48.0	50.9	48.1
TiO ₂	1.22	1.13	1.10	0.79	1.23	1.45
Al ₂ O ₃	13.3	13.9	15.1	16.3	14.8	14.4
Fe ₂ O ₃ *	15.3	13.0	12.8	10.8	11.6	14.0
MnO	0.23	0.19	0.19	0.21	0.18	0.22
MgO	7.10	7.09	5.86	5.98	5.22	5.47
CaO	11.1	11.8	10.7	13.9	12.2	12.0
Na ₂ O	2.27	1.83	1.79	2.40	2.27	2.14
K ₂ O	0.19	0.24	0.54	0.35	0.51	0.71
P ₂ O ₅	0.12	0.14	0.13	0.08	0.16	0.34
П.п.п	0.78	1.29	1.4	1.67	1.49	1.11
Сумма	100.6	100.6	100.6	100.5	100.6	100.0
Cs	0.06	0.10	0.15	0.10	0.12	0.11
Rb	6.50	7.70	17.8	13.9	14.2	17.6
Ba	40.5	37.2	143	79.1	84.5	115
Th	1.12	2.60	2.88	0.34	1.75	4.54
U	0.31	0.72	0.79	0.12	0.60	1.16
Nb	8.10	20.3	8.36	3.13	14.1	30.3
Ta	0.53	1.27	0.54	0.19	0.83	1.88
La	5.85	13.2	13.4	2.51	10.9	22.8
Ce	13.3	28.0	27.5	5.97	23.7	47.8
Pb	1.48	1.66	3.81	1.24	4.73	5.58
Pr	1.91	3.63	3.58	0.92	3.14	6.00
Sr	127	261	199	172	215	182
Nd	9.37	15.5	14.6	4.91	14.0	24.7
Zr	90.0	134.0	90.0	50.0	94.0	190
Hf	2.62	3.84	2.26	1.42	2.51	5.30
Sm	3.36	4.35	3.72	1.89	3.77	6.40
Eu	1.15	1.25	1.06	0.71	1.34	1.59
Gd	5.00	5.45	4.63	2.77	4.72	7.71
Tb	0.96	0.97	0.81	0.53	0.81	1.33
Dy	6.80	6.42	5.42	3.49	5.40	8.73
Y	42.0	36.7	33.2	20.4	30.4	49.8
Ho	1.59	1.39	1.21	0.75	1.13	1.84
Er	4.98	4.12	3.67	2.38	3.32	5.52
Tm	0.72	0.60	0.54	0.32	0.48	0.79
Yb	4.83	3.82	3.48	2.17	3.21	5.19
Lu	0.72	0.57	0.53	0.32	0.48	0.77
V	483	351	255	303	335	385
Cr	71.4	132	124	350	130	80.7
Co	57.5	52.6	41.5	44.9	39.4	51.1
Ni	80.9	91.8	40.5	127	81.2	63.3
Cu	182	176	69.3	133	47.0	102
Zn	111	88.9	98.4	63.0	79.5	129
Ga	56.7	49.4	49.5	44.4	40.0	47.1

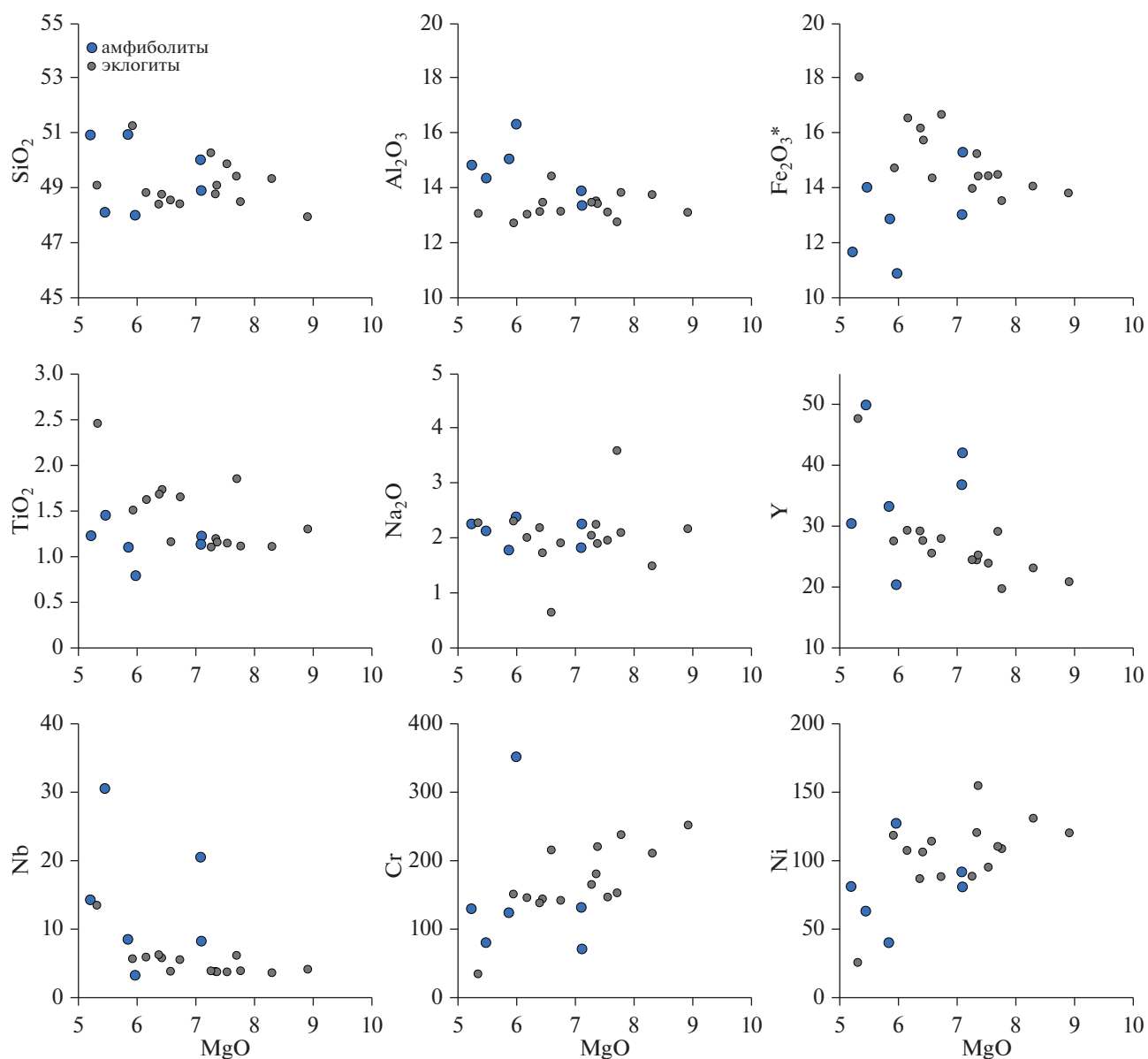


Рис. 7. Бинарные диаграммы для содержания некоторых петрогенных компонентов (в мас. %) и редких элементов (в г/т) в амфиболитах. Для сравнения приведены составы эклогитов комплекса Алаг-Хадны (Skuzovatov et al., 2018).

При малых вариациях петрохимических характеристик изученные породы имеют вариативные редкоэлементные характеристики (рис. 8). В амфиболитах установлены два типа распределения РЗЭ: с обеднением ($(La/Yb)_N$ 0.79–0.82) и обогащением ($(La/Yb)_N$ 2.31–2.99, $(La/Sm)_N$ 1.89–2.24) легкими РЗЭ относительно тяжелых (рис. 8). Нормированные содержания HREE соответствуют 20–30 хондритовым уровням, что выше, чем в типичных N-MORB и E-MORB. Исключение представляет один обр. M16-42 с $Yb_N \sim 14$, что ниже по сравнению с N-MORB. Во всех образцах, за исключением обр. M16-42, установлен Eu-минимум. Для двух образцов (M16-36, M16-42) с мас-

сивной текстурой без значительного присутствия эпидота-клиноцоизита характерны спектры с обеднением легкими РЗЭ относительно тяжелых ($(La/Yb)_N$ 0.79–0.82), положительным или положительным распределением легких РЗЭ ($(La/Sm)_N$ 0.83–1.09) и слабой отрицательной Eu-аномалией ($Eu/Eu^* = 0.86–0.94$) (рис. 8a). На спектрах распределения несовместимых элементов (рис. 8б) наблюдаются положительные аномалии Th, U, Nb-Ta, Zr-Hf и отрицательная по Ti, а также относительное обогащение крупноионными литофильными элементами (Cs, Rb и Ba). Распределение остальных элементов этой группы не одинаково в рассматриваемых образцах. В амфиболите,

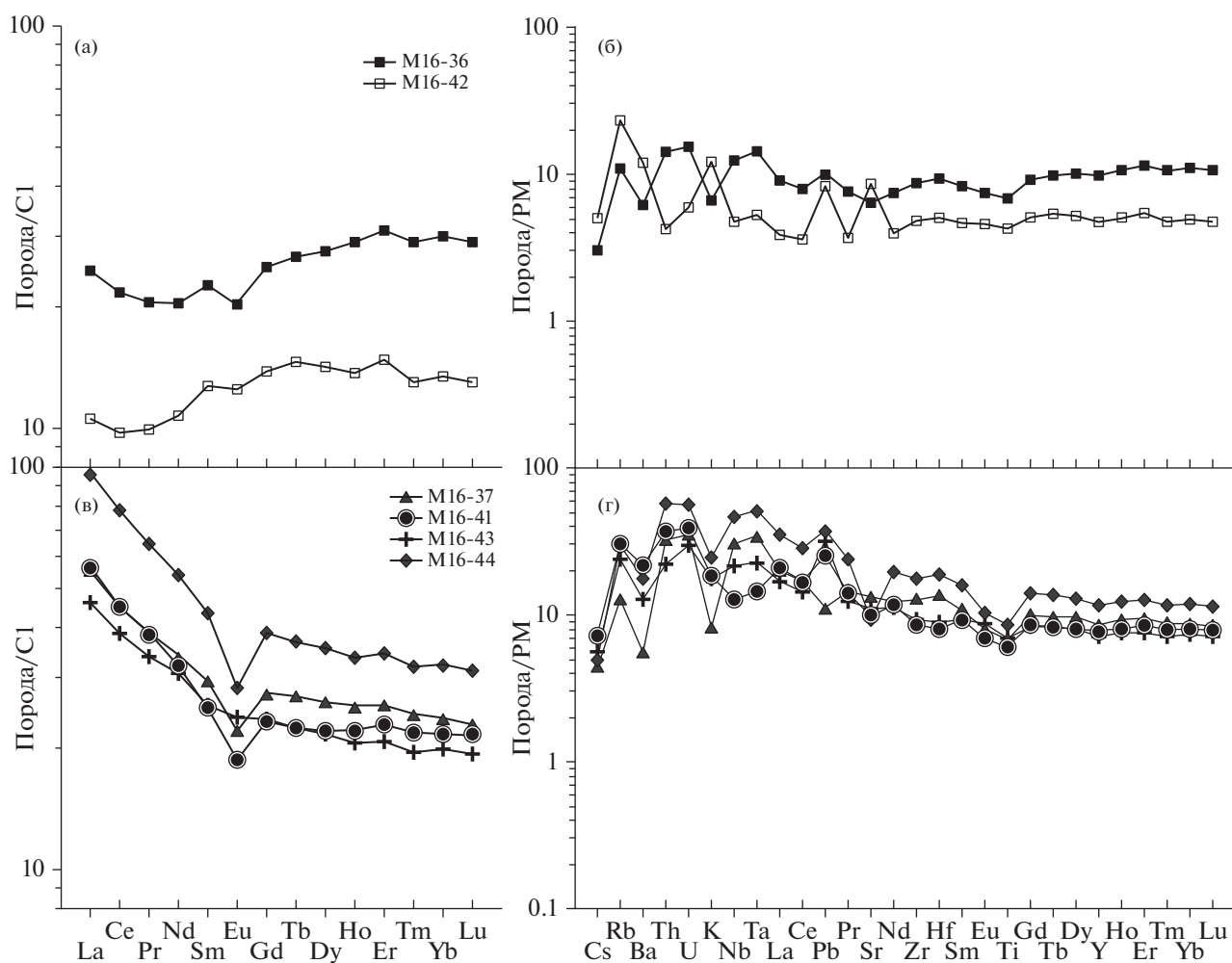


Рис. 8. Спектры распределения редкоземельных (а, в) и редких элементов (б, г) для амфиболитов комплекса Алаг-Хадны. Содержания элементов нормированы на состав хондрита (С1) и примитивной мантии (PM) (Sun, McDonough, 1989). Обр. М16-41 амфиболита отмечен кружком здесь и на последующих графиках.

обр. М16-36, присутствуют минимумы по Sr, K и максимум по Pb. Образец М16-42 имеет обратные (положительные) аномалии по K, Pb и Sr.

Для четырех остальных образцов М16-37, М16-41, М16-43, М16-44, характеризующихся различной степенью полосчатости, наблюдается обогащение легкими РЗЭ относительно N-MORB и E-MORB (рис. 8в) ($(La/Yb)_N$ 2.31–2.99, $(La/Sm)_N$ 1.89–2.24), фракционирование средних РЗЭ относительно тяжелых с $(Sm/Yb)_N$ в пределах 1.16–1.34, Eu-, Sr- и Ti-минимумы, обогащение Th и U (за исключением одного образца) и обогащение Nb и Ta относительно легких РЗЭ (рис. 8г), схожее с наблюдаемым для обр. М16-36 (рис. 8б). Кроме того, наблюдаются минимумы по K, Ba и максимум по Pb, за исключением обр. М16-37, для которого характерен минимум по Pb.

Изотопный состав Nd-Sr

Амфиболиты характеризуются узким диапазоном первичных отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0.7057–0.7097), рассчитанных на возраст 550 млн лет (предполагаемый возраст аккреционных событий), при более заметных вариациях измеренных отношений $^{87}Rb/^{86}Sr$ (0.0863–0.2756) (табл. 3, рис. 9). Изотопный состав Nd варьирует более существенно – $\epsilon_{Nd}(550)$ от +5.1 до -9.1. Соответствующие значения модельного возраста T(DM) реалистичны только для трех образцов (808–1418 млн лет), тогда как оценки двухстадийного возраста для пяти из шести образцов довольно близки – 817–1134 млн лет, а наиболее древний возраст (1930 млн лет) установлен для образца с наименее радиогенным составом Nd.

Таблица 3. Изотопный состав Nd и Sr в амфиболитах комплекса Алаг-Хадны, Юго-Западная Монголия

Номер образца	Sr, ppm	Rb, ppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	±	Nd, ppm	Sm, ppm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	±	$\epsilon_{\text{Nd}}(550)$	Модельный возраст, млн лет	
												T(DM)	T(DM-2st)
M-16-37	224	6.7	0.0863	0.70667	0.00002	15.1	4.05	0.16295	0.512570	0.000006	1.0	1402	1132
M-16-36	108	5.6	0.1504	0.70568	0.00002	10.0	3.49	0.21250	0.512893	0.000008	3.9	—	911
M-16-41	167	16.0	0.2756	0.70973	0.00002	14.2	3.48	0.14961	0.512000	0.000008	-9.1	—	1930
M-16-42	155	13.0	0.2482	0.70699	0.00001	6.21	2.28	0.2241	0.512996	0.000015	5.1	—	817
M-16-43	178	12.0	0.2003	0.70812	0.00002	13.1	3.51	0.16381	0.512572	0.000007	1.0	1418	1134
M-16-44	159	15.0	0.2656	0.70826	0.00002	24.6	4.24	0.10481	0.512493	0.000006	3.6	808	929

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Условия метаморфизма

Исследованные амфиболиты имеют ограниченные минеральные ассоциации, которые, например, в отсутствие граната исключают достоверное определение температуры и давления. Наблюдаемая ассоциация (кислый-средний плагиоклаз + эпидот-клиноцоизит + Са-амфибол) в отсутствие хлорита соответствует высокобарической зоне эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма (Maquyama et al., 1983; Starr et al., 2020). Умеренно-железистый состав эпидота-клиноцоизита в амфиболитах ($X_{\text{Fe}^{3+}} < 0.25$) характерен таковому в амфиболитовой фации (Starr, Pattison, 2019), хотя и зависит от общей степени окисления железа в породе. Примечательно, что более высокое содержание Fe^{3+} во внешних зонах зонального эпидота и отдельных замещенных доменах указывает на рост/перекристаллизацию эпидота-

клиноцоизита при снижении температуры (Starr, Pattison, 2019) и/или постепенный рост окислительного потенциала на поздних, низкотемпературных стадиях метаморфизма (Raith, 1976; Keskinen, Liou, 1987). О потенциальной роли снижения температуры свидетельствуют вариации составов амфибола и плагиоклаза, хотя равновесность того или иного амфибола с плагиоклазом конкретного состава в изученных амфиболитах напрямую оценить было проблематично. Тем не менее по трендам изменения состава двух минеральных фаз можно предположить, что наиболее глиноземистые ($^{14}\text{Al} > 1.3$ форм. ед.) роговые обманки могли формироваться в равновесии с наиболее кальциевыми (более 20% анортита) олигоклаз-андезинами в температурном интервале 600–650°C. Частичное переуравновешивание при более низких температурах в эпидот-амфиболитовой фации могло происходить в ассоциации наиболее натрового плагиоклаза с наиболее кремнеземистым амфи-

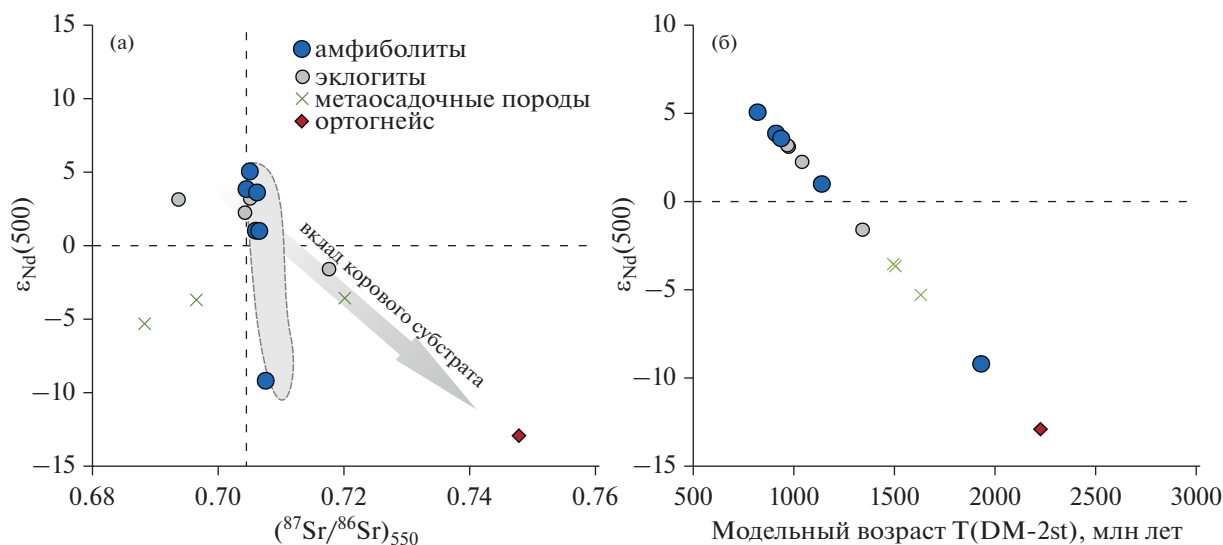
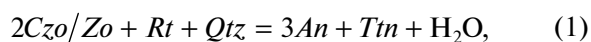


Рис. 9. Изотопные характеристики Nd и Sr для изученных амфиболитов. Для сравнения приведены изотопные характеристики эклогитов и ассоциирующих фельзитических и метаосадочных пород комплекса Алаг-Хадны (Skuzovatov et al., 2018).

болом. Отсутствие амфиболов ряда тремолит–актинолит, которые могли быть равновесны с альбитом, в виде кайм или самостоятельных индивидов/агрегатов может свидетельствовать как раз о незавершенном процессе. Кроме того, для пород средних ступеней метаморфизма неоднократно описаны сопутствующие деформациям растворения/перетотложения вариации состава основных породообразующих фаз, включая амфибол, плагиоклаз и эпидот-клиноцоизит (например, Triboulet, Audren, 1988; Guintoli et al., 2018). Интенсивно проявленные как в эклогитах, так и ассоциирующих породах деформации, таким образом, могли выступать катализатором процесса переуравновешивания на регрессивной стадии.

Принципиально важным для восстановления метаморфической эволюции амфиболитов является присутствие индикаторов высокобарических условий, таких как гранат и рутил. В исследованных амфиболитах фазой-концентратором Ti в большинстве случаев является титанит, однако в ряде случаев есть свидетельства замещения титанитом рутила (рис. 3е). Присутствие реликтов рутила в некоторых амфиболитах указывает на то, что породы подверглись метаморфизму повышенных давлений, однако конкретные границы областей устойчивости рутила и титанита зависят от валового состава пород, в том числе известковистости (например, Frost et al., 2000), магнезиальности пород, а также содержания в ней SiO₂. В частности, равновесие рутил–титанит в породах средних ступеней метаморфизма, согласно (Karr et al., 2009), определяется реакциями с сопутствующим участием граната и без него:



Согласно ранним экспериментальным данным для метабазитов (Oh, Liou, 1998; Karr et al., 2009), в области умеренных температур (500–700°C) реакция перехода рутил–титанит проходит в диапазоне 12–14 кбар, и, следовательно, титанит может быть продуктом ретроградного преобразования более высокобарических пород. Тем не менее для усредненного состава базальтов СОХ и частных примеров для базитов схожего состава *P-T* моделирование указывает на появление рутила при тех же умеренных до высоких температур 500–700°C, но при заметно более низких давлениях 7–8 кбар (Starr et al., 2019). Подобные результаты согласуются с таковыми термобарометрических исследований эпидот-клиноцоизитовых амфиболитов (Karr et al., 2009), по результатам которых *P-T* условия равновесия рутилсодержащих разновидностей амфиболитов широко варьируют (~500–780°C, 7–12 кбар) и значительно перекрываются с *P-T* параметрами, определенными для титанитсодержащих пород (~500–650°C, 5–11 кбар). Таким обра-

зом, реликты рутила в ядерных частях зерен титанита, обнаруженные в некоторых из изученных образцов, могут указывать на давление более 5–7 кбар, что согласуется с пиковыми *P-T* условиями, восстановленными по амфибол–плагиоклазовым парагенезисам (вероятно, до ~7 кбар и не более ~650°C). Приведенные литературные данные указывают на то, что более высокие *P-T* параметры, в частности более высокое давление, для образования рутила не требуются. Поле стабильности граната в амфиболитах обычно шире, чем у рутила, и распространяется в область сравнительно более низких давлений. Вместе с тем появление граната в метабазитах, близких к базальтам СОХ, при ~500–800°C связано с реакциями, затрагивающими низкотемпературный амфибол и эпидот-клиноцоизит при переходе от эпидот-амфиболитовой к эклогитовой фации при ~8–10 кбар (например, Ernst, Liu, 1998; Oh, Liou, 1998; Starr et al., 2020), что даже несколько выше величин, характерных для рутила. Таким образом, отсутствие в наблюдаемых парагенезисах реликтов граната или его низкобарических псевдоморфоз (например, плагиоклаз-роговообманковых или кварц-клиноцоизитовых) в присутствии реликтов рутила предполагает метаморфическую эволюцию пород вне области высоких давлений, не выше ~7 кбар.

Расчеты *P-T* параметров метаморфизма амфиболитов из комплекса Алаг-Хадны указывают на их индивидуальную эволюцию с барровианским типом метаморфизма, отличную от таковой эклогитов, однако минералогических индикаторов высокобарического метаморфизма для первых установлено не было. В то же время в работе (Javkhlan et al., 2019) показано, что метаморфизм эклогитов комплекса Алаг-Хадны мог быть двухэтапным, с завершающим аккреционным/коллизионным этапом, характеризующимся формированием гранатовых амфиболитов ($Gr + An_{1-13} + Mg-Hbl + Ep$) при ~550–610°C и 7–8 кбар с последующим остыванием и декомпрессией до условий зеленосланцевой фации ($Chl + Ab + Ep + Act$). Однако вызывает определенное сомнение равновесность граната: эклогитовый гранат в породах имеет характерную прогрессивную зональность с возрастанием X_{Mg} и снижением X_{Ca} к периферии и сменой минеральной ассоциации включений от водосодержащей (клиноцоизит/эпидот, амфибол) к безводной (кварц, рутил, омфацит), что не предполагает роста, растворения/перетотложения или сколь-либо значимого диффузионного переуравновешивания гранатов в результате позднего термального события. Следовательно, парагенезис кислый плагиоклаз + роговая обманка + эпидот/клиноцоизит, схожий по условиям формирования с таковым для изученных амфиболитов, может указывать на общий характер *P-T* эволюции для амфиболитов и регрессивного метаморфизма эклогитов.

Природа вариаций геохимических характеристики

Несмотря на ограниченное число исследованных образцов, амфиболиты обнаруживают существенные вариации геохимических характеристик и изотопных отношений. Спектры распределения несовместимых элементов пород довольно схожи: мультиэлементные диаграммы для амфиболитов (рис. 8б, 8г), за исключением наиболее деплетированного амфиболита, обр. М16-36, характеризуются обогащением Th и U относительно крупноионных литофильных элементов, нетипичным для океанических базальтов N-MORB и E-MORB типов, Pb-максимумом (за исключением одного образца) и схожим с E-MORB обогащением Nb и Ta относительно легких РЗЭ (за исключением одного образца). Амфиболиты при этом имеют различные содержания рассматриваемых элементов. Причины столь значительных вариаций могут заключаться в (1) совмещении в рамках аккреционной структуры пород исходно различного состава (от деплетированных, близких к N-MORB, до обогащенных базитов, близких к E-MORB и континентальным базитам), (2) влиянии внутрикоровой контаминации расплавов, (3) фракционировании расплавов или комбинации двух последних факторов.

Амфиболиты имеют содержание TiO_2 (на уровне типичных MORB, ~1.5 мас. %), а также близкие к N-MORB содержания SiO_2 (в пределах 49–51 мас. %), Na_2O (~2 мас. %) при систематически более высоком содержании FeO (>11 мас. %) (рис. 7). Магнезиальность пород ниже, чем в примитивных расплавах MORB (Mg# 47.3–52.3), следовательно, их составы не соответствуют первичным расплавам и могут быть результатом фракционирования расплавов в процессе кристаллизации оливина, плагиоклаза и Ti-магнетита. Следствием этого могут быть высокие содержания тяжелых РЗЭ и отрицательные аномалии Eu и Ti в породах. Относительно других пород протолит амфиболита, обр. М16-42, мог быть обогащен минералом с низкими содержаниями РЗЭ, например плагиоклазом. Это подтверждается высоким содержанием в породе Al_2O_3 и положительными аномалиями Rb и Sr, тогда как отсутствие положительной аномалии Eu может быть связано с интрузивной, а не эффузивной природой протолита амфиболита.

Амфиболиты имеют существенные вариации по крупноионным элементам, выраженным в значениях отношений Sr/Nb и Rb/Sr (рис. 10в, 10г), а также по отношению к менее мобильным элементам, например Th или легким РЗЭ (рис. 10а, 10б). В породах средних ступеней метаморфизма крупноионные литофильные элементы распределены между плагиоклазом и амфиболом, а содержание Sr наиболее существенное в плагиоклазе. Большинство изученных амфиболитов содержат плагиоклаз двух генераций: обогащенный анортитом

($X_{An} > 0.2$) и альбит с примесью K_2O , частично (в виде кайм) или полностью замещающий исходный плагиоклаз (рис. 5б). Ранее было неоднократно показано, что преобразование пород океанической коры в низкотемпературных условиях, вплоть до зеленосланцевой фации, может приводить к потере Sr и других флюидомобильных элементов в связи с замещением первично-магматического или более высокотемпературного метаморфического, богатого анортитом плагиоклаза (например, Kirchner, Gillis, 2012). Таким образом, вариации содержаний Rb и Sr могут быть обусловлены преобразованием исходного основного-среднего плагиоклаза и отражать подвижность крупноионных литофильных элементов как при флюидном метасоматозе протолита, так и при ретроградном преобразовании самих амфиболитов.

Дискриминационные диаграммы, основанные на содержании немобильных при метаморфических преобразованиях компонентов (Pearce, 2014; Saccani, 2015), позволяют классифицировать все образцы амфиболитов как толеитовые базальты (рис. 11а). На диаграмме Th_N-Nb_N (рис. 11б) точки составов амфиболитов лежат в области океанических базальтов, причем деплетированные легкими РЗЭ амфиболиты – в поле N-MORB, а обогащенные – в перекрывающихся полях E-MORB и P-MORB. Дополнительное нормирование содержаний редких элементов к Yb_{N-MORB} позволяет минимизировать эффект фракционирования (Pearce et al., 2021) и указывает на близость деплетированных легкими РЗЭ амфиболитов к N-MORB по всем характеристикам за исключением обогащения Th и U (рис. 12а). Обогащение амфиболитов консервативными Th, Nb и Ta должно отражать состав источника плавления при образовании их протолитов. Таким образом, протолиты деплетированных амфиболитов не могли образоваться только при участии деплетированного мантийного источника. Нормированные к N-MORB и Yb_{N-MORB} составы обогащенных легкими РЗЭ амфиболитов комплекса Алаг-Хадны (обр. М16-37, М16-43, М16-44) подобны E-MORB, в частности составу толеитовых базальтов офиолитового комплекса Сарв-Абад (Иран) (Saccani et al., 2014), за исключением более высоких содержаний тех же Th и U (рис. 12б). В этих породах не отмечается какого-либо прогрессивного вклада типично корового, обогащенного компонента. Вместе с тем, согласно использованным моделям дискриминации, эклогиты комплекса Алаг-Хадны наиболее соответствуют базитам типов N-MORB и G-MORB (рис. 11–13).

Контаминация базитовых, подобных MORB, расплавов коровым субстратом должна сопровождаться проявлением минимумов по высокозарядным элементам (прежде всего, Nb-Ta и Ti) относительно РЗЭ и соответствующим увеличе-

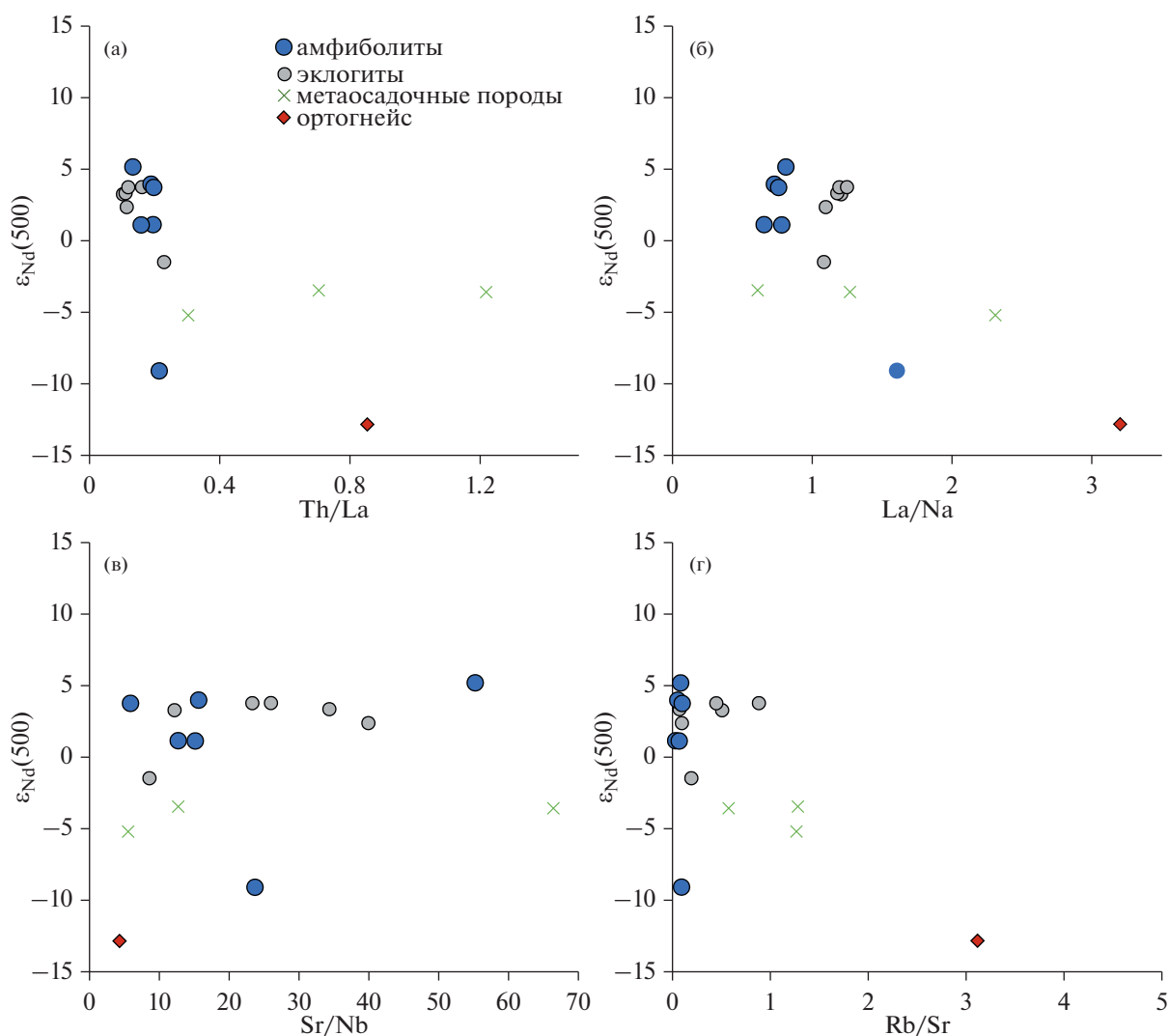


Рис. 10. Соотношение между изотопными характеристиками Nd и индикаторными элементными отношениями в амфиболитах (данные текущего исследования) и в высокобарических породах комплекса Алаг-Хадны (Skuzovатов et al., 2018).

нием значений отношений, в частности Th/La, La/Nb, Sr/Nb, что в общем случае не характерно для изученных пород (рис. 10а–10в). Подтверждением этому выступает отсутствие корреляции между изотопным составом Nd и вышеобозначенными отношениями в исследованных породах и, напротив, типично радиогенный состав Nd в амфиболитах, наиболее обогащенный легкими РЗЭ (например, в обр. М16-44). Кроме того, низкая щелочность и титанистость амфиболитов также не типична для континентальных толеитов. Таким образом, систематически повышенное содержание крупноионных литофильных элементов, Th и U может быть отчасти обусловлено процессами генерации исходных расплавов. Вместе с тем среди эклогитов и амфиболитов присутствуют образцы с отношением Th/Nb выше, чем в MORB (Pearce et al., 2021), а также единичные образцы с

минимумами Nb–Ta и нерадиогенным изотопным составом Nd ($\epsilon_{Nd}(T) < 0$). Такие особенности могут быть объяснены контаминацией исходных расплавов континентальной корой. Кроме того, обогащение амфиболитов и эклогитов всех выделенных геохимических типов по Th, U и (в разной степени) Nb и Ta, по сравнению с базитами типа MORB, свидетельствует о потенциальном участии в процессе плавления вещества литосферной мантии.

Геодинамическая обстановка формирования протолита амфиболитов и взаимоотношение с высокобарическими породами в аккреционной системе Юго-Западной Монголии

В аккреционном комплексе Алаг-Хадны присутствует ассоциация метаморфических пород,

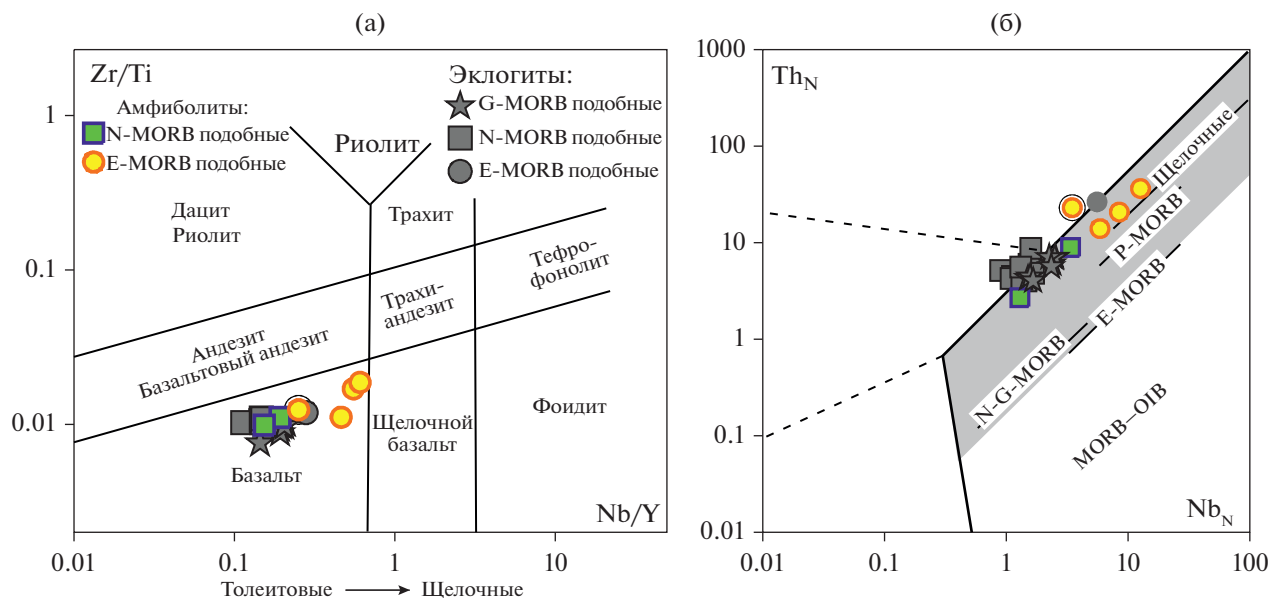


Рис. 11. (а) Классификационная диаграмма для вулканических пород в координатах $Zr/Ti-Nb/Y$, по (Pearce, 2014). (б) Дискриминационная диаграмма Th_N-Nb_N , по (Saccani, 2015). Значения нормированы на N-MORB (Sun, McDonough, 1989). Серое поле – область океанических базальтов.

протолиты которых могли образоваться из расплавов, подобных N-MORB, G-MORB и E-MORB, при преимущественном плавлении астеносферной мантии деплетированного и обогащенного типа, соответственно. Принципиальным отличием реконструируемого протолита эклогитов от такового для амфиболитов является вариация между составами N-MORB и G-MORB (рис. 13), в меньшей степени обогащенными базитами типов E-MORB и P-MORB (рис. 11, 12). Для базитов типа G-MORB обогащение средними РЗЭ относительно тяжелых интерпретируется как результат плавления гранатсодержащего мантийного источника (например, Montanini et al., 2008). Таким образом, предполагается вовлечение в плавление более глубокой (гранат-перидотитовой) фации мантии либо, что наиболее вероятно, присутствие метасоматизированных (гранат-пироксенитовых) мантийных доменов среди типичных шпинелевых перидотитов (Saccani et al., 2015), подвергаемых плавлению при генерации большинства MORB-подобных расплавов (Niu, 1997). Схожий с амфиболитами уровень обогащения Nb и другими несовместимыми элементами относительно N-MORB характерен для базитов типа E-MORB, связанных с различной степенью вовлечения обогащенных областей мантии, метасоматизированных расплавами астеносферного/нижнемантийного или субдукционного происхождения (Gale et al., 2013 для обзора). Согласно Р. Кастильо с соавторами (Castillo et al., 2002), в осевых частях зон растяжения, формируемых при континентальном рифтогенезе, состав вулканитов может

иметь более обогащенный и фракционированный в сравнении с N-MORB характер вулканитов, схожий с таковым изученных амфиболитов. В недавней классификации (Dilek, Furnes, 2014) описаны офиолиты континентальной окраины, представляющие собой фрагменты новообразованной океанической коры типов N-MORB, G-MORB и E-MORB зоны перехода океан–континент, которая формировалась во время раскола континента. Следовательно, протолит эклогитов и амфиболитов мог быть сформирован в пределах единой рифтогенной пассивной окраины, что неоднократно предполагалось для пространственно совмещенных пород типов N-MORB, T-MORB и E-MORB (Andreasson, Albrecht, 1995).

В то время как изотопно-геохимические особенности большинства амфиболитов и эклогитов комплекса Алаг-Хадны указывают на умеренно-деплетированный мантийный источник родоначальных для протолита расплавов, согласующийся с обстановкой растяжения и формированием океанической коры, в рамках этих процессов сложно объяснить существование пород с нерадиоогенными Nd ($\epsilon_{Nd}(T) < 0$) характеристиками как среди амфиболитов (рис. 9, 10, табл. 3), так и среди эклогитов (Skuzovatov et al., 2018). Соответствующие величины $\epsilon_{Nd}(T)$ могут быть проинтерпретированы как влияние корового субстрата через континентацию или взаимодействие с коровым флюидом на стадии амфиболитизации (рис. 9), однако изотопные характеристики не коррелируют с геохимическими признаками вклада корового компонента и в целом соответствует крайним со-

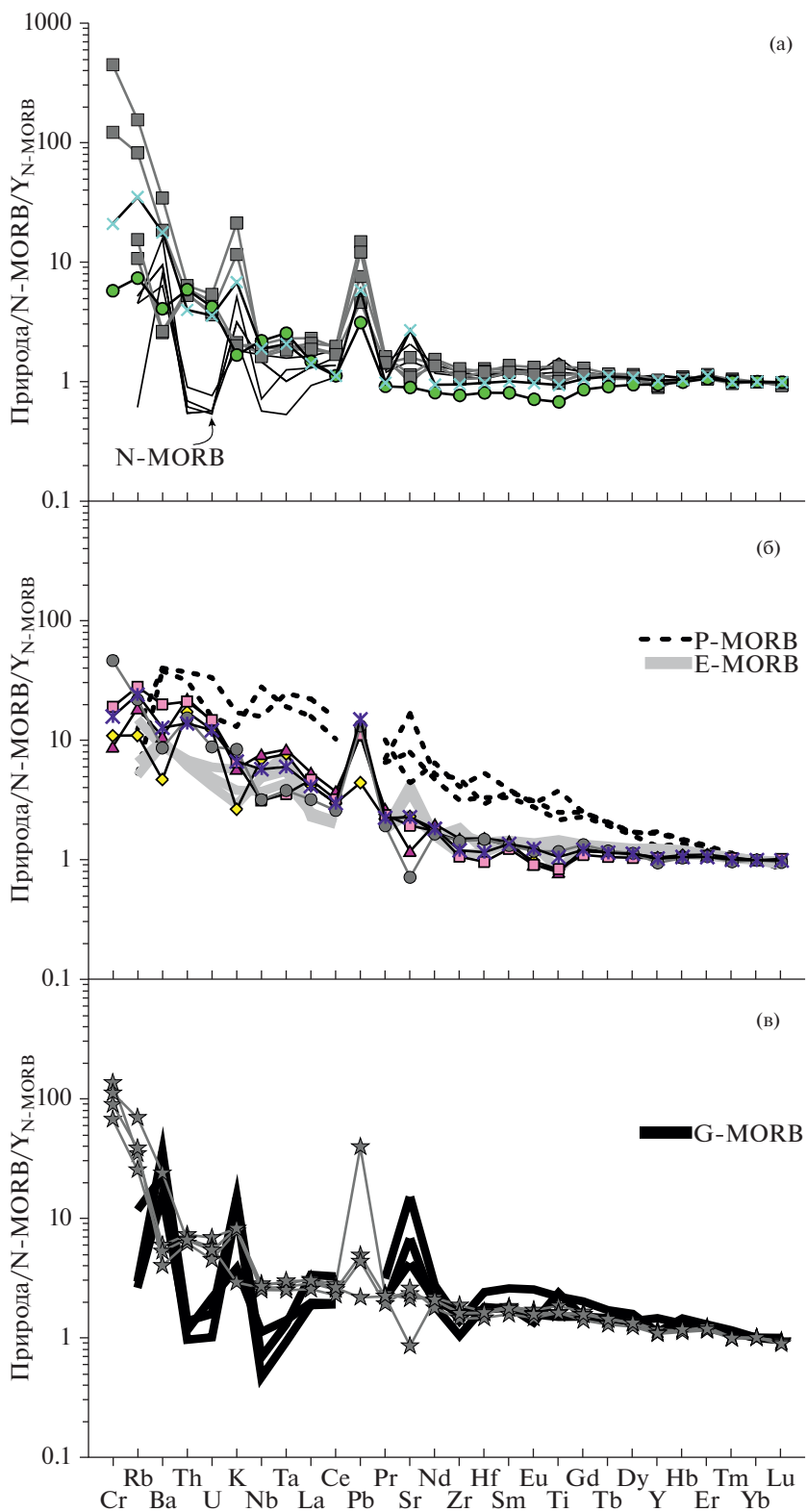


Рис. 12. Yb- и N-MORB-нормированные мультиэлементные диаграммы для амфиболитов и эклогитов комплекса Алаг-Хадны. Условные обозначения см. на рис. 11. Для сравнения приведены составы вулканитов N-, P-, E- и G-MORB типов из офиолитового комплекса Сарв-Абад (Saccani и др., 2014).

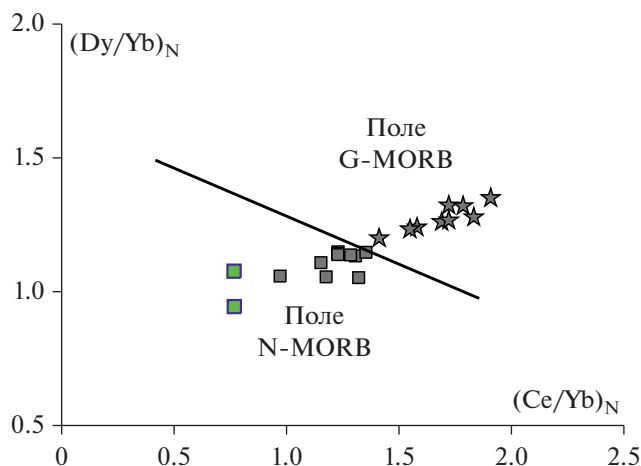


Рис. 13. Дискриминационная диаграмма разделения вулканических пород N- и G-MORB в координатах Dy/Yb–Ce/Yb, по (Saccani и др., 2015). Значения нормированы на хондрит C1 (Sun, McDonough, 1989). Условные обозначения см/ на рис. 11.

ствам обогащенных E-MORB, например таких для Индийского океана (например, White, Klein, 2014).

Пространственная связь амфиболитов с карбонатным меланжем, в котором установлена кембрийская фауна (Kroner et al., 2010), в отличие от преимущественно раннепротерозойских (тонийских) и мезопротерозойских возрастов кристаллических пород комплексов Алаг-Хадны и Замтын-Нуруу (Buriánek et al., 2017; Skuzovatov, 2021), указывает на вероятную связь протолита амфиболитов и эклогитов с близкими модельными характеристиками Nd ($T(DM) \sim 1500\text{--}800$ млн лет) с неопротерозойским рифтогенезом, возраст которого пока не ясен ($\sim 900\text{--}540$ млн лет). По модели, предложенной в (Skuzovatov et al., 2018), формирование протолита эклогитов было связано с рифтогенезом пассивной континентальной окраины и формированием ограниченного океанического бассейна, свидетельством чего является отсутствие сопряженных фрагментов океанических или островодужных офиолитов. Геохимически- и изотопно-неоднородные протолиты амфиболитов N-MORB и E-MORB типов, таким образом, могут представлять собой недостающий фрагмент этой рифтогенной ассоциации.

Совокупность существующих *P-T* оценок для эклогитов и ассоциирующих с ними метагранитоидов и метаосадочных пород указывает на субдукционный и аккреционный/коллизийный тренды метаморфизма при последовательной смене тектонического режима, сопровождавшего закрытие ограниченного океанического бассейна. Отсутствие свидетельств о более высокобарических условиях метаморфизма позволяет предполагать, что протолит амфиболитов не подвергался суб-

дукционному эклогитовому метаморфизму, а мог быть вовлечен в аккреционный метаморфизм умеренных-повышенных давлений в позднем эдиакарии–раннем кембрии, фиксируемый $^{40}\text{Ar}\text{--}^{39}\text{Ar}$ возрастом высокобарических пород (Štípská et al., 2010) и возрастом метаморфогенных цирконов из метагранитоидов и метаосадочных пород (Buriánek et al., 2017; Skuzovatov, 2021). Отметим, что рассматриваемые метаморфические комплексы находятся в зоне сочленения раннекаледонской Озерной зоны и Дзобханского террейна, содержащей разновозрастные (от палеопротерозойских, ранне- и неопротерозойских до раннепалеозойских) тектонические пластины с породами от гранулитовой до амфиболитовой фации (Козаков и др., 2021; Bold et al., 2016; Buriánek et al., 2017; Kröner et al., 2010). Верхний предел возраста метаморфизма в указанных блоках в разных частях зоны меланжа ограничен периодом $\sim 515\text{--}490$ млн лет, следовательно, формирование самой зоны меланжа происходило после завершения раннепалеозойского метаморфизма в данном диапазоне.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные данные указывают на присутствие в аккреционном комплексе Алаг-Хадны ассоциации высокобарических пород и пород умеренных давлений с геохимическими характеристиками N-MORB, G-MORB и E-MORB, типичными для офиолитовых комплексов зоны перехода океан–континент. С учетом текущей тектонической позиции, приуроченной к двум гнейсовым комплексам схожего возраста – Алаг-Хадны и Замтын-Нуруу ($\sim 960\text{--}950$ млн лет), формирование протолита амфиболитов и эклогитов, наиболее вероятно, происходило в обстановке внутриконтинентального растяжения, связанной с формированием ограниченного неопротерозойского океанического бассейна и последующей поздневендской–раннекаледонской конвергенцией. При отсутствии надежных геохронологических данных, мы предполагаем, что метаморфизм умеренных-повышенных давлений с формированием амфиболитов указанной геохимической специфики, схожий по *P-T* параметрам с регрессивным метаморфизмом эклогитов и ассоциирующих метаосадочных пород, связан с аккреционными процессами, приведшими к раннепалеозойскому субдукционно-аккреционному метаморфизму ($\sim 550\text{--}540$ млн лет), либо является результатом финальной аккреции с формированием зоны тектонического меланжа между Озерной зоной и Дзобханским террейном ($\sim 515\text{--}490$ млн лет или моложе).

Благодарности. Авторы благодарны П.Я. Азимову и И.К. Козакову за ценные комментарии и обоснованные доводы, которые позволили суще-

ственно доработать интерпретацию и представление материалов.

Финансовые источники. Исследования проведены в рамках государственного задания ИГХ СО РАН (темы 0284-2021-0007 и 0284-2021-0006) при поддержке Гранта Президента РФ МК-67.2020.5.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Геря Т.В., Перчук Л.Л., Трибуле К. и др.* Петрология Туманшетского зонального метаморфического комплекса, Восточный Саян // Петрология. 1997. Т. 5. № 6. С. 563–595.
- Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Вонг Т. и др.* Кристаллические комплексы нижнего докембрия Дзабханского микроконтинента Центральной Азии: возраст, источники, тектоническая позиция // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2007. Т. 15. № 2. С. 3–24.
- Козаков И.К., Ярмолюк В.В., Ковач В.П. и др.* Раннебайкальский кристаллический комплекс в фундаменте Дзабханского микроконтинента раннекаледонской складчатой области Центральной Азии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2012. Т. 20. № 3. С. 3–12.
- Козаков И.К., Ковач В.П., Сальникова Е.Б. и др.* Формирование неопротерозойской континентальной коры в структурах центрального сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса // Петрология. 2021. Т. 29. № 2. С. 195–224.
- Руднев С.Н., Ковач В.П., Пономарчук В.А.* Венд-раннекембрийский островодужный плагиогранитоидный магматизм Алтае-Саянской складчатой области и Озерной зоны Западной Монголии (геохронологические, геохимические и изотопные данные) // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 10. С. 1628–1647.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П. и др.* Ранние стадии формирования Палеоазиатского океана: результаты геохронологических, изотопных и геохимических исследований позднерифейских и венд-кембрийских комплексов Центрально-Азиатского складчатого пояса // Докл. АН. 2006. Т. 410. № 5. С. 657–662.
- Andreasson P.-G., Albrecht L.* Derivation of 500 Ma eclogites from the passive margin of Baltica and a note on the tectonometamorphic heterogeneity of eclogite-bearing crust // Geol. Mag. 1995. V. 132. № 6. P. 729–738.
- Bold U., Crowley J.L., Smith E.F. et al.* Neoproterozoic to early Paleozoic tectonic evolution of the Zavkhan terrane of Mongolia: Implications for continental growth in the Central Asian Orogenic Belt // Lithosphere. 2016. V. 8. № 6. P. 729–750.
- Brown E.H.* The crossite content of Ca-amphibole as a guide to pressure of metamorphism // J. Petrol. 1977. V. 18. P. 53–72.
- Buriánek D., Schulmann K., Hrdličková K. et al.* Geochemical and geochronological constraints on distinct Early Neoproterozoic and Cambrian accretionary events along southern margin of the Baydrag continent in western Mongolia // Gondwana Res. 2017. V. 47. P. 200–227.
- Castillo P.R., Hawkins J.W., Lonsdale P.F. et al.* Petrology of Alarcon Rise lavas, Gulf of California: Nascent intracontinental ocean crust // J. Geophys. Res. 2002. V. 107. B10. P. 2222.
- Dilek Y., Furnes H.* Ophiolites and their origins // Elements. 2014. V. 10. P. 93–100.
- Dobretsov N.L., Buslov M.M., Vernikovskiy V.A.* Neoproterozoic to Early Ordovician evolution of the Paleo-Asian Ocean: Implications to the break-up of Rodinia // Gondwana Res. 2003. V. 6. № 2. P. 143–159.
- Ernst W.G.* Alpine and Pacific styles of Phanerozoic mountain building: Subduction-zone petrogenesis of continental crust // Terra Nova. 2005. V. 17. P. 165–188.
- Ernst W.G., Liu J.G.* Experimental phase-equilibrium study of Al- and Ti-contents of calcic amphibole in MORB – a semiquantitative thermobarometer // Amer. Mineral. 1998. V. 83. P. 952–969.
- Frost B.R., Chamberlain K.R., Schumacher J.C.* Sphene (titanite): Phase relations and role as a geochronometer // Chem. Geol. 2000. V. 172. P. 131–148.
- Gale A., Dalton C.A., Langmuir C.H. et al.* The mean composition of ocean ridge basalts // Geochem. Geophys. Geosystems. 2013. V. 14. P. 489–518.
- Gornova M.A., Karimov A.A., Skuzovatov S.Yu., Belyaev V.A.* From decompression melting to mantle-wedge refertilization and metamorphism: Insights from peridotites of the Alag-Khadny accretionary complex (SW Mongolia) // Minerals. 2020. V. 10. № 5. P. 396.
- Guintoli F., Menegon L., Warren C.J.* Replacement reactions and deformation by dissolution and precipitation processes in amphibolites // J. Metamorph. Geol. 2018. V. 36. P. 1263–1286.
- Hanzl P., Aichler J.* Geological survey of the Mongolian Altay at a Scale 1 : 50 000 (Zamtyн nuruu – 50). Final Report, Czech Geological Survey, Prague, Czech Republic, 2007. 389 p.
- Hawthorne F.C., Oberti R., Harlow G.E. et al.* Nomenclature of the amphibole supergroup // Amer. Mineral. 2012. V. 97. P. 2031–2048.
- Holland T., Blundy J.* Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry // Contrib. Mineral. Petrol. 1994. V. 116. P. 433–447.
- Jahn B.-M., Wu F., Chen B.* Granitoids of the Central Asian Orogenic Belt and continental growth in the Phanerozoic // Trans. R. Soc. Edinburgh: Earth Sci. 2000. V. 91. P. 181–193.
- Javkhlan O., Takasu A., Fazle Kabir Md., Batulzji D.* Multiple metamorphic events recorded within eclogites of the Chandman district, SW Mongolia // Minerals. 2019. V. 9. P. 495.
- Kapp P., Manning C.E., Tropper P.* Phase-equilibrium constraints on titanite and rutile activities in mafic epidote amphibolites and geobarometry using titanite–rutile equilibria // J. Metamorph. Geol. 2009. V. 27. P. 509–521.
- Keskinen M., Liou J.G.* Stability relations of Mn-Fe-Al piemontite // J. Metamorph. Geol. 1987. V. 5. P. 495–507.
- Khain E.V., Bibikova E.V., Salnikova E.E. et al.* The Paleo-Asian ocean in the Proterozoic and Early Paleozoic: New geochronologic data and paleotectonic reconstructions // Precamb. Res. 2003. V. 122. P. 329–358.
- Kirchner T.M., Gillis K.M.* Mineralogical and strontium isotopic record of hydrothermal processes in the lower ocean crust at and near the East Pacific Rise // Contrib. Mineral. Petrol. 2012. V. 164. P. 123–141.

- Kröner A., Lehmann J., Schulmann K. et al.* Lithostratigraphic and geochronological constraints on the evolution of the Central Asian Orogenic Belt in SW Mongolia: Early Paleozoic rifting followed by Late Paleozoic accretion // *Amer. J. Sci.* 2010. V. 310. P. 523–574.
- Laird J., Albee A.L.* Pressure, temperature, and time indicators in mafic schist: Their application to reconstructing the polymetamorphic history of Vermont // *Amer. J. Sci.* 1981. V. 281. P. 127–175.
- Locock A.J.* An Excel spreadsheet to classify chemical analyses of amphiboles following the IMA 2012 recommendations // *Comp. Geosci.* 2014. V. 62. P. 1–11.
- Maruyama S., Suzuki K., Liou J.* Greenschist–amphibolite transition equilibria at low pressures // *J. Petrol.* 1983. V. 24. P. 583–604.
- Matsumoto I., Tomurtogoo O.* Petrological characteristics of the Hantaishir ophiolite complex, Altai region, Mongolia: Coexistence of podiform chromitite and boninite // *Gondwana Res.* 2003. V. 6. P. 161–169.
- Montanini A., Tribuzio R., Vernia L.* Petrogenesis of basalts and gabbros from an ancient continent–ocean transition (External Liguride ophiolites, Northern Italy) // *Lithos.* 2008. V. 101. P. 453–479.
- Niu Y.* Mantle melting and melt extraction processes beneath ocean ridges: Evidence from abyssal peridotites // *J. Petrol.* 1997. V. 38. № 8. P. 1047–1074.
- Oh C.W., Liou J.G.* A petrogenetic grid for eclogite and related facies under high-pressure metamorphism // *The Island Arc.* 1998. V. 7. P. 36–51.
- Pearce J.A.* Immobile element fingerprinting of ophiolites // *Elements.* 2014. V. 10. P. 101–108.
- Pearce J.A., Ernst R.E., Peate D.W., Rogers C.* LIP printing: Use of immobile element proxies to characterize Large Igneous Provinces in the geologic record // *Lithos.* 2021. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.106068>
- Raase P.* Al and Ti contents of hornblende, indicators of pressure and temperature of regional metamorphism // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1974. V. 45. P. 231–236.
- Raith M.* The Al-Fe(III) epidote miscibility gap in a metamorphic profile through the Penninic series of the Tauern window, Austria // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1976. V. 57. P. 99–117.
- Saccani E.* A new method of discriminating different types of post-Archean ophiolitic basalts and their tectonic significance using Th-Nb and Ce-Dy-Yb systematics // *Geosc. Front.* 2015. V. 6. P. 481–501.
- Saccani E., Allahyari K., Rahimzadeh B.* Petrology and geochemistry of mafic magmatic rocks from the Sarve-Abad ophiolites (Kurdistan region, Iran): Evidence for interaction between MORB-type asthenosphere and OIB-type components in the southern Neo-Tethys Ocean // *Tectonophysics.* 2014. V. 621. P. 132–147.
- Saccani E., Dilek Y., Marroni M., Pandolfi L.* Continental margin ophiolites of Neotethys: Remnants of Ancient Ocean–Continent Transition Zone (OCTZ) lithosphere and their geochemistry, mantle sources and melt evolution patterns // *Episodes.* 2015. V. 38. P. 230–249.
- Schumacher J.C.* Metamorphic amphiboles: Composition and coexistence // *Rev. Mineral. Geochem.* 2007. V. 67. P. 359–416.
- Sengör A.M.C., Natal'in B.A., Burtman V.S.* Evolution of the Altai tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia // *Nature.* 1993. V. 364. P. 299–307.
- Skuzovatov S.Yu.* Nature and (in-)coherent metamorphic evolution of subducted continental crust in the Neoproterozoic accretionary collage of SW Mongolia // *Geosc. Front.* 2021. V. 12. № 3. P. 101097.
- Skuzovatov S.Yu., Shatsky V.S., Dril S.I., Perepelov A.B.* Elemental and isotopic (Nd-Sr-O) geochemistry of eclogites from the Zamtyin–Nuruu area (SW Mongolia): Crustal contribution and relation to Neoproterozoic subduction-accretion events // *J. Asian Earth Sci.* 2018. V. 167. P. 33–51.
- Song S., Zhang L., Niu Y., Su L. et al.* Evolution from oceanic subduction to continental collision: A case study from the Northern Tiberan Plateau based on geochemical and geochronological data // *J. Petrol.* 2006. V. 47. № 3. P. 435–455.
- Spear F.S.* NaSi-CaAl exchange equilibrium between plagioclase and amphibole: An empirical model // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1980. V. 80. P. 140–149.
- Štípská P., Schulmann K., Lehmann J. et al.* Early Cambrian eclogites in SW Mongolia: Evidence that the Palaeo-Asian Ocean suture extends further than expected // *J. Metamorph. Geol.* 2010. V. 28. P. 915–933.
- Starr P.G., Pattison D.R.M., Ames D.E.* Mineral assemblages and phase equilibria of metabasites from the prehnite–pumpellyite to amphibolite facies, with the Flin Flon Greenstone Belt (Manitoba) as a type example // *J. Metamorph. Geol.* 2020. V. 38. P. 71–102.
- Starr P.G., Pattison D.R.M.* Equilibrium and disequilibrium processes across the greenschist – amphibolite transition zone in metabasites // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2019. V. 174. № 2. P. 1–18.
- Sun S.-S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes // *Magmatism in the Ocean Basins.* Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. *Geol. Soc. Spec. Publ.* 1989. V. 42. P. 313–345.
- Tomurtogoo O.* A new tectonic scheme of the Paleozooids in Mongolia // *Mongol. Geoscientist.* 1997. V. 3. P. 12–17.
- Triboulet C., Audren C.* Controls on *P-T-t* deformation path from amphibole zonation during progressive metamorphism of basic rocks (estuary of the River Vilaine, South Brittany, France) // *J. Metamorph. Geol.* 1988. V. 6. P. 117–133.
- White W.M., Klein E.M.* Composition of the Oceanic Crust // *Treatise on Geochemistry (Second Ed.).* 2014. V. 4. P. 457–496.
- Whitney D.L., Evans B.W.* Abbreviations for names of rock-forming minerals // *Amer. Mineral.* 2010. V. 95. P. 185–187.
- Zenk M., Schulz B.* Zoned Ca-amphiboles and related *P-T* evolution in metabasites from the classical Barrovian metamorphic zones in Scotland // *Mineral. Mag.* 2004. V. 68. № 5. P. 769–786.
- Zhang G., Zhang L., Christy A.G.* From oceanic subduction to continental collision: An overview of HP-UHP metamorphic rocks in the North Qaidam UHP belt, NW China // *J. Asian Earth Sci.* 2013. V. 63. P. 98–111.

Mineralogical, Geochemical and Nd-Sr Isotope Characteristics of Amphibolites from the Alag-Khadny High-Pressure Complex (SW Mongolia): Intracontinental Rifting as a Precursor of Continental-Margin Subduction

S. Yu. Skuzovatov¹, M. A. Gornova¹, and A. A. Karimov¹

¹*Vinogradov Institute of Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Siberian Branch, Irkutsk, Russia*

Within subduction-accretion complexes, high-pressure rocks (blueschists, eclogites) are commonly juxtaposed with lower-grade rocks, which represent their retrograded counterparts, or were involved into accretionary event at later stages, and thus characterize distinct stages of evolution of accretionary belt structures. In southwestern Mongolia, the Central Asian Orogenic belt includes paleosubduction complexes of the Neoproterozoic – Early Paleozoic, represented by eclogites and associated rocks of the Alag-Khadny accretionary complex. Here, we present the results of mineralogical, geochemical and isotopic studies of amphibolites from this complex, for which the geochemical nature and relationships with eclogite have been yet uncertain. The studied rocks are variable in terms of structural-textural peculiarities, from fine-grained to medium-grained granoblastic and nematoblastic amphibole-plagioclase-epidote rocks to medium-grained nematoblastic amphibole-epidote-albite-titanite amphibolites, which were intensively recrystallized as a response to late deformations. Primary assemblages include chermackite and Mg-hornblende ($^{187}\text{Na} = 0.07\text{--}0.16$, $^{14}\text{Al} = 0.79\text{--}1.69$, $^{1\text{Al}}(\text{Na} + \text{K} + 2\text{Ca}) = 0.14\text{--}0.64$, $^{1\text{Cl}}(\text{Al} + \text{Ti} + \text{Fe}^{3+}) = 0.58\text{--}1.29$, $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg}) = 0.18\text{--}0.46$ при $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+} + \text{Al}) = 0.18\text{--}0.77$), medium-to-acidic plagioclase ($An_{24\text{--}36}$), moderately ferric epidote ($0.08 < X_{\text{Fe}^{3+}} < 0.16$), and Ti-magnetite/rutile/titanite, whereas the retrograde assemblage is represented by Mg-hornblende, epidote and albite. Calculations using amphibole composition and amphibole/amphibole-plagioclase thermobarometry revealed peak P - T conditions up to $570\text{--}630^\circ\text{C}$ and $7\text{--}9$ кбар within the high- T epidote-amphibolite facies, followed by greenschist-facies retrogression. Petrochemical characteristics of amphibolites correspond to low-alkaline moderate-Ti tholeites, though their trace-element feature vary significantly from those close to N-MORB to E-MORB-type ones (LREE-depleted or weakly negatively-sloped REE patterns without notable Eu/Eu* anomalies), which are variably enriched in LREE PЗЭ, Nb, Ta, Th, U, and with Eu и Ti minima due to fractionation of parental melts for precursor rocks. Isotopic composition of Nd ($\epsilon_{\text{Nd}}(550)$ from $+5.1$ to -9.1) and Sr ($(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{550} = 0.7057\text{--}0.7097$) indicates distinct types of mantle sources for basites, which has primarily moderately-depleted nature for most of the rocks, but also highlights the presence of anomalous source mantle domains with unradiogenic Nd composition. The data supports the formation of precursor rocks for amphibolites during intracontinental extension of the continental margin, most likely linked to opening of a limited Neoproterozoic oceanic basin, followed by Late Vendian – Early Cambrian convergence. We suggest that moderate- to higher-pressure metamorphism with the formation of amphibolites of the revealed geochemical affinities, which had similar P - T conditions to that of retrograde metamorphism of eclogites and associated metasediments, was directly linked to the Early Paleozoic subduction-accretion metamorphism ($\sim 550\text{--}540$ Ma), or results from the final accretion during the formation of a tectonic mélangé zone between the Lake zone and Dzavkhan terrane latest accretion stage during the closure of the mentioned oceanic basin ($\sim 515\text{--}490$ Ma or younger).

Keywords: Central Asian Orogenic belt, subductions, accretion, metamorphism, amphibolites, trace elements, Nd-Sr isotopes