

СОДЕРЖАНИЕ

Том 28, номер 6, 2020

| | |
|---|-----|
| Позднемезозойская Восточно-Монгольская вулканическая область: строение, магматические ассоциации, источники магматизма <i>В. В. Ярмолюк, А. М. Козловский, В. М. Саватенков, Е. А. Кудряшова, М. В. Кузнецов</i> | 563 |
| Эклогитоподобные метагаббро Ольхонского террейна, Западное Прибайкалье <i>Н. Л. Добрецов, Е. В. Скляров, М. М. Буслов, А. В. Куликова, А. В. Лавренчук</i> | 591 |
| Неустойчивость парагенезисов “тройной точки” Al_2SiO_5 как следствие полиметаморфизма высокоглиноземистых метапелитов <i>И. И. Лиханов</i> | 610 |
| Петрологическая характеристика разновидностей зювитов Карской астроблемы (Пай-Хой, Россия) <i>Н. И. Максименко, Т. Г. Шумилова, Н. С. Ковальчук</i> | 628 |
| Механизмы частичного плавления метасоматизированных мантийных ультрабазитов под Авачинским вулканом (Камчатка) и рост минералов из газовой фазы в трещинах <i>В. Н. Шарпов, А. А. Томиленко, Г. В. Кузнецов, Ю. В. Перепечко, К. Э. Сорокин, А. В. Михеева, Ю. И. Семенов</i> | 650 |

УДК 551.21

ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКАЯ ВОСТОЧНО-МОНГОЛЬСКАЯ ВУЛКАНИЧЕСКАЯ ОБЛАСТЬ: СТРОЕНИЕ, МАГМАТИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ, ИСТОЧНИКИ МАГМАТИЗМА¹

© 2020 г. В. В. Ярмолюк^{a, *}, А. М. Козловский^{a, **}, В. М. Саватенков^{b, c},
Е. А. Кудряшова^a, М. В. Кузнецов^{b, c}

^aИнститут геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия

^bИнститут геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

^cСанкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле, Санкт-Петербург, Россия

*e-mail: yarm@igem.ru

**e-mail: amk@igem.ru

Поступила в редакцию 28.01.2020 г.

После доработки 06.04.2020 г.

Принята к публикации 21.05.2020 г.

Восточно-Монгольская вулканическая область (ВМВО) является крупнейшей среди позднемезо-зойских вулканических областей внутриконтинентальной части Востока Азии. В ее пределах магматическая деятельность прослеживается с рубежа ~170 млн лет вплоть до начала кайнозоя, однако основной цикл активности пришелся на интервал между 135 и 105 млн лет. Он сопровождался процессами рифтогенеза и образованием системы грабенов и прогибов северо-восточного простирания, выполненных мощным чехлом вулканических толщ. Наиболее крупные излияния произошли в первой половине раннего мела. Эта фаза активности представлена, главным образом, лавами основного состава, завершилась она проявлениями кислого вулканизма. Со второй половины раннего мела в пределах области формировались только породы основного состава, затем появляются щелочные базальтоиды, которые становятся доминирующими с конца раннего мела и в позднем мелу. Среди основных пород ВМВО преобладают трахибазальты и трахиандеизбазальты, подчиненное распространение имеют щелочные базальтоиды. Геохимические характеристики этих пород свидетельствуют об участии в их образовании двух типов магм, связанных с разными мантийными источниками: надсубдукционных базальтов (IAB) и внутриплитных базальтов океанических островов (OIB). Преобладают породы с промежуточными характеристиками, указывающими на взаимодействие магм или их источников в процессе магнеобразования. Наиболее распространенные породы, сходные с базальтами OIB-типа, характеризуется величиной $(Th/Nb)_{PM} \leq 1$. Основные породы, близкие по своим характеристикам к базальтам IAB-типа, имеют ограниченное распространение и сформировались преимущественно на ранних стадиях развития области. Кислые магматические породы ВМВО в основном являются продуктами анатектического плавления коры, а также производными от взаимодействия таких анатектических расплавов с дифференциатами базальтовых магм. Предложена модель формирования ВМВО в сложной геодинамической обстановке, определяемой воздействием мантийного плюма на край континента, развивающийся в режиме активной континентальной окраины. Изменения в составе магматического расплава, связываются с особыми условиями эволюции магм мантийного плюма в среде, представленной субдукционно измененной мантией мантийного клина.

DOI: 10.31857/S0869590320060059

ВВЕДЕНИЕ

В конце раннего мезозоя произошло закрытие Монголо-Охотского океана, по крайней мере его западной части в Северной Монголии и Восточном Забайкалье (Руженцев, Некрасов, 2009; Сорокин и др., 2004; Vazhenov et al., 2016). Северо-Китай-

ский и Сибирский континенты, служившие бор-тами океана, сблизались, и Азиатский континент приобрел строение, близкое к современному. К этому же времени относится заложение конвергентной границы вдоль восточной окраины Азии, развитие которой на протяжении позднего мезозоя и кайнозоя привело к образованию серии параллельных краевых вулканических поясов (Ханчук, 2006). Магматическая активность этого вре-

¹ Дополнительная информация для этой статьи доступна по doi: 10.31857/S0869590320060059 для авторизованных пользователей.

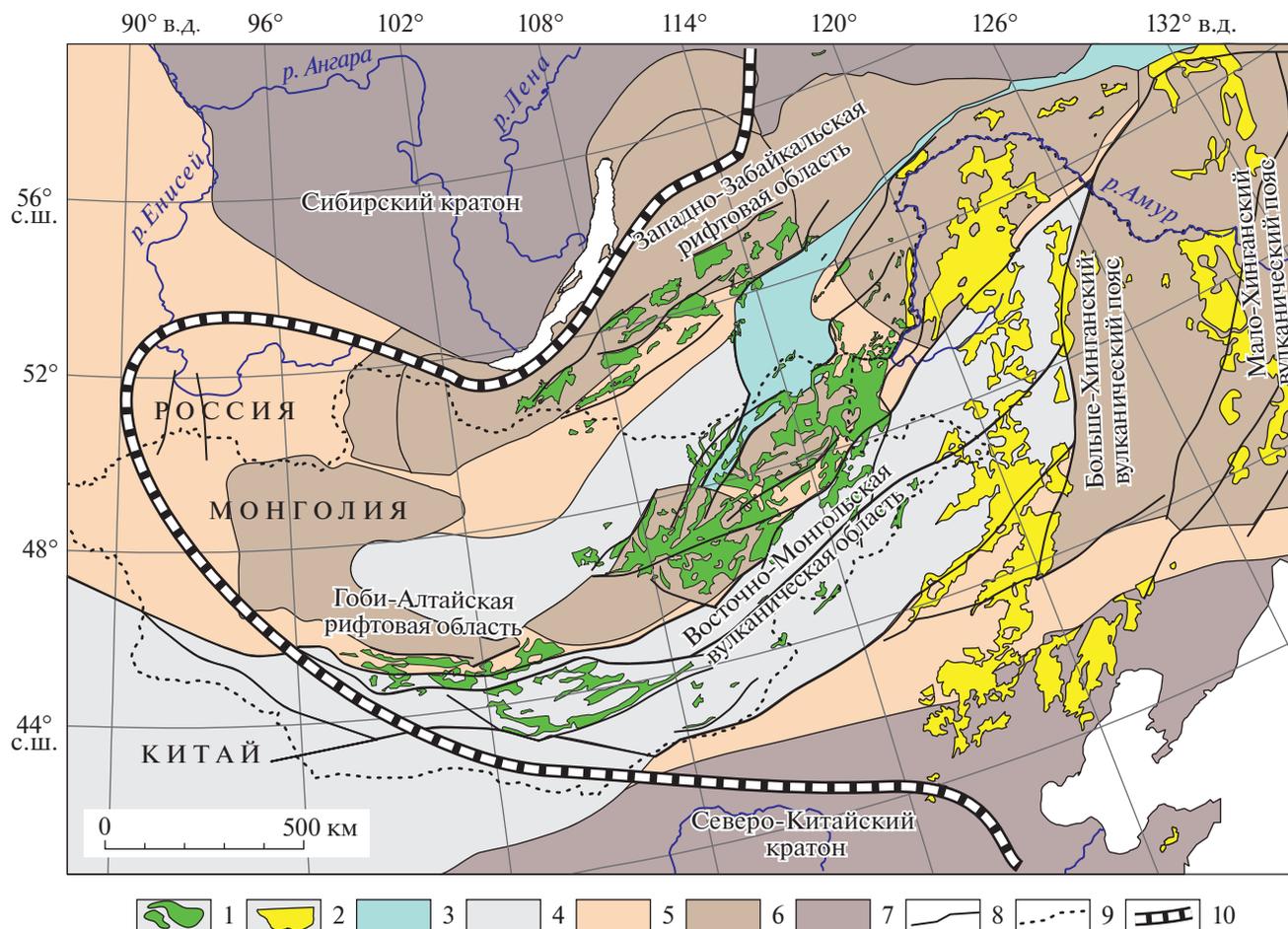


Рис. 1. Схема строения позднемезозойской магматической провинции Востока Азии. Составлена на основе (Tectonic map ..., 2014).

1–2 – позднемезозойские магматические комплексы: 1 – базальтоидные и щелочно-салические (преимущественно), бимодальные (в том числе), 2 – преимущественно дифференцированные базальт-андезит-дацит-риолитовые; 3–7 – структуры основания: 3 – позднепалеозойские–раннемезозойские Монголо-Охотского бассейна, 4 – средне–позднепалеозойские, 5 – раннепалеозойские, 6 – неопротерозойские, 7 – раннедокембрийские кратоны; 8 – разломы; 9 – государственная граница; 10 – граница магматической провинции Востока Азии.

мени не ограничивалась окраиной континента и распространилась на обширные территории Восточной Азии вплоть до структур Монгольского и Гобийского Алтая. В результате здесь возникла крупная магматическая провинция сложного строения (Ярмолюк и др., 2019б). Восточная ее часть, включавшая вулканические пояса континентальной окраины, сформировалась под влиянием конвергентных процессов (Sun et al., 2013; Zhang et al., 2010, 2011) (рис. 1). Вулканические области западной части провинции располагаются вне зоны конвергенции, что позволило связать их с активностью мантийных плюмов (Ярмолюк и др., 1995, 2019б; Yarmolyuk et al., 2015; Nikiforov, Yarmolyuk, 2019). Наиболее крупные среди них – Западно-Забайкальская, Гоби-Алтайская и Восточно-Монгольская. Для строения этих вулканических областей характерны системы впадин и грабенов, их вулканическое выполнение опреде-

ляют породы преимущественно основного состава. Это послужило основанием для того, чтобы связать их формирование с режимом рифтогенеза.

Очевидно, что разные сегменты вулканической провинции контролировались разными геодинамическими процессами. В частности, был сделан вывод (Ярмолюк и др., 1995, 2019б), что конвергентные процессы на Тихоокеанской окраине континента вряд ли влияли на развитие вулканических областей западной части провинции. С этим выводом легко согласиться в отношении Западно-Забайкальской и Гоби-Алтайской областей, расположенных за 3–3.5 тыс. км от края континента. В отличие от них Восточно-Монгольская вулканическая область расположена в непосредственной близости к вулканической области Большого Хингана, которая входит в систему краевых поясов Востока Азии (Wang et al., 2006; Wu et al., 2005; Zhang et al., 2008a, 2008б,

2010). Поэтому в ряде работ ВМВО рассматривается как тыловая часть последнего (Wang et al., 2006; Wu et al., 2005). Проверить справедливость этого заключения можно, сопоставляя закономерности проявления магматизма в пределах этих областей с учетом оценки источников их магматизма и реконструкции обстановок их формирования. В статье приводится характеристика строения и состава магматических ассоциаций Восточно-Монгольской вулканической области (ВМВО), проведено ее сопоставление с вулканическими областями восточной и западной частей провинции и рассмотрен вопрос о природе геодинамических процессов, определивших ее образование.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВОСТОЧНО-МОНГОЛЬСКОЙ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ОБЛАСТИ

ВМВО объединяет поля вулканических пород, сформировавшихся в позднем мезозое в Восточной Монголии (рис. 2). Область возникла в пределах территории, отвечающей южному борту Монголо-Охотского океана, сложенной преимущественно аккреционными комплексами позднего неопротерозоя и раннего палеозоя (Мезозойская и кайнозойская ..., 1975; Dash et al., 2015; Bars et al., 2018; Саватенков и др., 2020; Козаков и др., 2019). Начиная с позднего палеозоя, эта территория неоднократно вовлекалась в режимы активной континентальной окраины и рифтогенеза. Поэтому в ее пределах, помимо позднемезозойских, также широко распространены континентальные вулканические толщи перми, триаса и ранней юры. Подобное сочетание разновозрастных пород, близких по условиям формирования, создает определенные трудности в возрастной их идентификации.

Позднемезозойские вулканические толщи развиты наиболее широко (Карта геологических формаций ..., 1989). Область их распространения протягивается в северо-восточном направлении более чем на 1000 км при ширине до 300 км. Северной ее границей служат разломы сутуры на месте закрывшегося Монголо-Охотского океана (Монголо-Охотской сутуры), южной – разломы, отделяющие вулканическую область от Дзун-Баин-Хайларской системы позднемезозойских впадин (Wang et al., 2006). Западная граница области имеет торцовое ограничение, контролируемое разломами север–северо-западного простирания и зоной развития позднемелового щелочно-базальтоидного магматизма. В восточном направлении область прослеживается на территории России и Китая, где представлена соответственно вулканическими полями в районе Торейских озер и впадины Хайлар. Далее к востоку ее структуры, по-видимому, не распространяются (Ступак и др.,

2020). Внутреннее строение вулканической области определяют многочисленные разломы, грабены и впадины, вытянутые согласно с общим ее простиранием до 200 км при ширине до 50 км (Мезозойская и кайнозойская ..., 1975; Dobrolubov, Filipova, 1990). Такая структура области согласуется с режимом растяжения и сбросообразования (рифтогенеза) в период ее формирования.

Общие закономерности строения и развития области были рассмотрены в (Мезозойская и кайнозойская ..., 1975; Фрих-Хар, Лучицкая, 1978). В ее пределах были выделены регионально распространенные серии вулканических пород: позднеюрская–раннемеловая цаганцабская и раннемеловая дзунбаинская, возраст которых определялся на основании палеонтологических данных (Мартинсон, Шувалов, 1793; Шувалов, 1982). Основной объем вулканических пород связан с цаганцабской серией. Среди них наиболее широко развиты основные породы трещинных излияний, кислые вулканиды распространены более локально и контролируются вулканами центрального типа и кальдерами (Фрих-Хар, Лучицкая, 1978; Dash et al., 2015; Bars et al., 2018). В соответствие с особенностями состава вулканические породы ВМВО были объединены в формации базальт-трахибазальт-трахиандезитовую и риолит-трахириолитовую (Карта геологических формаций..., 1989; Геологические формации Монголии, 1995). Закономерности распространения пород этих формаций отражены на схеме (рис. 2).

В последние годы были выполнены исследования, нацеленные, в первую очередь, на геохронологическую и геохимическую характеристику пород области (Dash et al., 2015; Bars et al., 2018; Hasegawa et al., 2018; Johnson, Graham, 2004; Graham et al., 2001). Полученные новые данные о составе пород вулканических ассоциаций позволили наряду с вышеупомянутыми формациями дополнительно выделить шошонитовую и базанитовую ассоциации. Первая из них сопряжена с отдельными вулканическими центрами, в строении которых участвуют породы разного состава от абсарокитов до кварцевых латитов и риолитов (Dash et al., 2015; Bars et al., 2018). Распространение пород этой ассоциации, согласно (Dash et al., 2015), сопряжено с выступами метаморфического фундамента в южных и восточных участках вулканической области. Базанитовая ассоциация является частным проявлением более разнообразного щелочно-базальтового магматизма, продукты которого слагают отдельные субвулканические тела, жерловины и небольшие потоки, а также их скопления. Породы этой щелочно-базальтовой ассоциации образуют два изолированных ареала, тяготеющих к торцевым участкам ВМВО и различающихся по возрасту формирования. Восточный ареал возник во второй половине раннего мела (Dash et al., 2015; Bars et al., 2018), за-

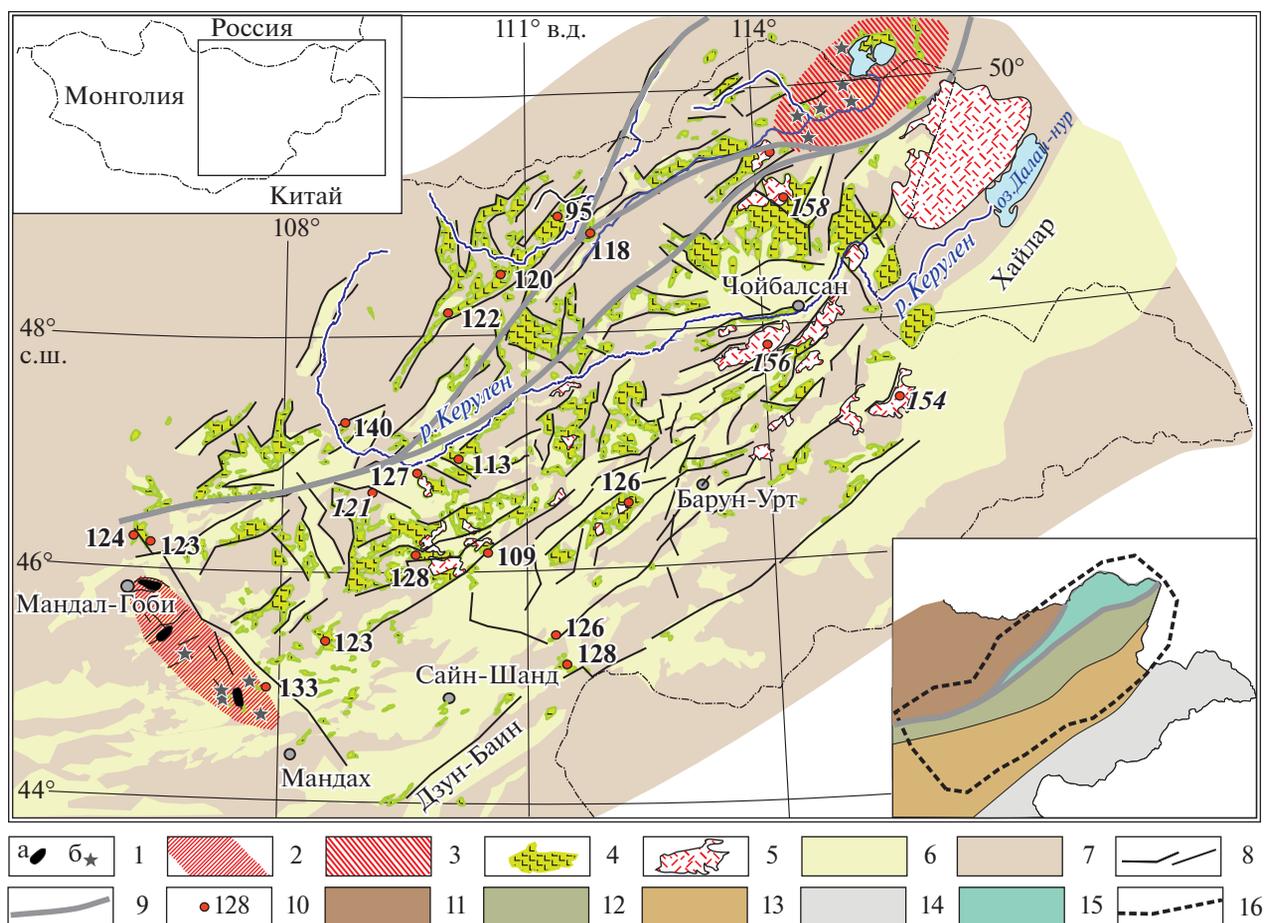


Рис. 2. Схема строения позднемезозойской Восточно-Монгольской вулканической области. *На врезке:* вверху показано положение области в пределах территории Монголии, внизу – структурное районирование основания вулканической области.

1–3 – экструзивный щелочно-базальтоидный комплекс: 1 – субвулканические тела: а – скопления, б – отдельные тела, 2 – позднемеловой–раннекайнозойский ареал, 3 – ареал конца раннего мела; 4–5 – раннемеловые вулканические комплексы: 4 – покровные существенно базальтоидные, 5 – существенно трахириодацитовые и трахириолитовые; 6 – меловые впадины; 7 – домеловой фундамент области; 8 – разломы; 9 – сутуры Монголо-Охотской зоны; 10 – положение датированных пород и их возраст, в млн лет (курсивом выделены Rb-Sr оценки возраста средних и кислых пород). *На врезке:* 11–15 – структуры (террейны) основания рифтовой области: 11 – Хэнтэйский прогиб, 12 – Эрендабанский, 13 – Идермегский, 14 – Южно-Монгольский, 15 – Монголо-Охотский; 16 – границы Восточно-Монгольской вулканической области.

падный ареал – в позднем мелу и раннем кайнозойе (Ярмолук и др., 2019а).

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В ходе проведенных исследований была изучена коллекция образцов вулканических пород, собранная практически из всех крупных вулканических полей ВМВО. Места отбора проб и их основные петрохимические и геохимические характеристики приведены в Supplementary². Для исследований

² Химический состав пород позднемезозойской Восточно-Монгольской вулканической провинции представлен в таблице ESM_1.xls (Supplementary) к русской и английской онлайн-версиям статьи на сайтах <https://elibrary.ru/> и <http://link.springer.com/> соответственно.

привлекались наиболее свежие породы, не затронутые вторичными изменениями. В соответствии с результатами химических анализов величина потерь при прокаливании для преобладающего количества изученных пород не превышала 2.5 мас. %, что указывает на незначительное влияние наложенных процессов на состав вулканитов.

Изотопный возраст вулканических образований определен в ИГЕМ РАН (г. Москва) К-Аг методом по методике, разработанной (Чернышев и др., 2006; Лебедев и др., 2020), с использованием в качестве геохронометра микролитового матрикса пород. Концентрация радиогенного ⁴⁰Ar в изученных образцах измерена методом изотопного разбавления (трассер – моноизотоп ³⁸Ar) на высокочувствительном масс-спектрометре МИ-1201 ИГ,

а содержание калия — методом пламенной спектрометрии на фотометре ФПА-01.

Содержания породообразующих оксидов в породах определены методом РФА (ИГЕМ РАН, аналитик А.И. Якушев) на спектрометре Axios mAX (PANalytical, Нидерланды). Подготовка препаратов для определения породообразующих элементов выполнена путем плавления 0.3 г порошка с 3 г тетрабората лития в индукционной печи. Точность анализа составляла <3 отн. % для элементов с концентрациями выше 0.1 мас. % и до 35 отн. % ниже 0.1 мас. %.

Содержания микроэлементов в породах ВМВО были определены методом ICP-MS в ИГЕМ РАН на масс-спектрометре с индуктивно-связанной плазмой PQ II. Относительная погрешность определения элементов не превышала 12%. Контроль качества осуществлялся регулярными анализами стандартов BCR-2, BHVO-1, BHVO-2, JA-1 и др.

Определение изотопного состава Nd и Sr проводилось на многоколлекторном твердофазном масс-спектрометре Triton в изотопной лаборатории ИГГД РАН (г. Санкт-Петербург). Определение концентраций Rb, Sr, Sm и Nd и отношений $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ и $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ проводилось методом изотопного разбавления (Саватенков и др., 2020). Воспроизводимость определения концентраций Rb, Sr, Sm и Nd, вычисленная на основании многократных анализов стандарта BCR-1, соответствует $\pm 0.5\%$. Величина холостого опыта составляла: 0.05 нг для Rb, 0.2 нг для Sr, 0.3 нг для Sm, 0.5 нг для Nd. Результаты анализа стандартного образца BCR-1 (6 измерений): $[\text{Sr}] = 336.7$ мкг/г, $[\text{Rb}] = 47.46$ мкг/г, $[\text{Sm}] = 6.47$ мкг/г, $[\text{Nd}] = 28.13$ мкг/г, $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = 0.4062$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.705036 \pm 22$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1380$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512642 \pm 14$. Воспроизводимость изотопных анализов контролировалась определением состава стандартов JNdi-1 и SRM-987. За период измерений Sr полученное значение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в стандарте SRM-987 соответствовало 0.710241 ± 15 (2 σ , 10 измерений), а величина $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в стандарте JNdi-1 составила 0.512098 ± 8 (2 σ , 12 измерений). Изотопный состав Sr нормализован по $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 8.37521$, а состав Nd — по $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$. Изотопный состав Nd приведен к аттестованному значению стандарта JNdi-1 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512117$ (Tanaka et al., 2000). Изотопный состав Sr приведен к аттестованному значению стандарта SRM987 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710240$.

ВОЗРАСТ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД ВМВО

Представления о времени формирования вулканических пород ВМВО варьируют достаточно широко. В соответствии с геологическими данными (Мезозойская и кайнозойская ..., 1975;

Фрих-Хар, Лучицкая, 1978), магматизм в ее пределах протекал в интервале поздняя юра—ранний мел. Эта оценка опиралась на результаты изучения соотношений вулканических пород с осадочными толщами, содержащими палеонтологические остатки (Мартинсон, Шувалов, 1973; Шувалов, 1982). Первые геохронологические K-Ar данные были получены для кислых преимущественно интрузивных магматических пород, распространенных в пределах вулканической области и считавшихся комагматичными ее вулканитами (Фрих-Хар, Лучицкая, 1978). Возрастные оценки варьировали в интервале от 304 до 117 млн лет, свидетельствуя, что далеко не все из изученных пород можно было отнести ко времени формирования цаганцабской серии.

В последние два десятилетия были выполнены геохронологические исследования пород стратифицированных комплексов вулканической области. Для отложений существенно конгломератовой ширилинской свиты и ее аналогов, распространенной на обширных площадях к югу от Монголо-Охотской сутуры, были получены значения возраста, отвечающие диапазону 165–155 млн лет (Graham et al., 2001; Hasegawa et al., 2018; Johnson, Graham, 2004). Геохронологические данные для вулканических пород области пока немногочисленны и были получены преимущественно при изучении осадочных толщ и их соотношений с вулканическими комплексами. Для базальтов, относимых к цаганцабской серии, были получены следующие оценки (млн лет): 126 ± 1 и 131 ± 1 ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ метод, Graham et al., 2001), 125 ± 1 и 121 ± 1 ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ метод, Johnson, Graham, 2004), 131 ± 2.8 и 129 ± 2.8 (K-Ar метод, Hasegawa et al., 2018), 114 ± 3 ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ метод, Dash et al., 2015), 113 ± 2 , 111 ± 2 , 99 ± 2 (K-Ar метод, Bars et al., 2018), 126 ± 3 , 124 ± 3 , 122 ± 5 , 121 ± 3 , 111 ± 5 , 94 ± 3 (K-Ar метод, Ступак и др., 2018), 134 ± 7 , 125 ± 7 , 129 ± 8 , 128 ± 9 , 131 ± 3 , 123 ± 4 (K-Ar метод, Shuvalov, 2000).

Возраст кислых пород оценен в (млн лет): 127 ± 6 , 126 ± 5 , 123 ± 4 (K-Ar метод, Shuvalov, 2000), 118 ± 5 (K-Ar метод, Bars et al., 2018), 120 (Rb-Sr метод, Перетяжко и др., 2018, 2020), а также интервалом значений (121–118.5), установленным при U-Pb датировании циркона из туфовых прослоев в осадочных толщах (Hasegawa et al., 2018). Для пород базанитовой ассоциации, развитых в восточной части вулканической области, определен возраст 104.7 ± 0.3 млн лет ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ метод, Dash et al., 2015), базаниты западной части ВМВО сформировались в два этапа в середине позднего мела (83–87 млн лет) и в палеоцене—раннем эоцене (51–48 млн лет) (K-Ar метод, Ярмолюк и др., 2019a).

Нами были выполнены дополнительные геохронологические исследования в пределах вулканических полей, лишенных возрастных характеристик.

Таблица 1. Результаты К-Аг датирования вулканических пород в пределах Восточно-Монгольской вулканической области

| Номер образца | Координаты | | Калий, % $\pm \sigma$ | $^{40}\text{Ar}_{\text{рад}}$ (нг/г) $\pm \sigma$ | Возраст, млн лет $\pm 2\sigma$ |
|---------------|------------|-------------|-----------------------|---|--------------------------------|
| | с.ш. | в.д. | | | |
| ВГ-1/4 | 45°12.654' | 111°22.844' | 1.93 \pm 0.02 | 17.74 \pm 0.07 | 128 \pm 3 |
| ВГ-1/12 | 45°26.612' | 111°27.449' | 1.98 \pm 0.02 | 17.93 \pm 0.06 | 126 \pm 2.5 |
| ВГ-3/31 | 46°51.216' | 110°24.558' | 2.02 \pm 0.03 | 16.35 \pm 0.05 | 113 \pm 3 |
| ВГ-3/8 | 46°40.976' | 109°49.224' | 2.30 \pm 0.03 | 20.99 \pm 0.08 | 127 \pm 3 |
| ВГ-3/9 | 46°40.998' | 109°49.284' | 4.09 \pm 0.05 | 40.15 \pm 0.14 | 136 \pm 3 |
| ВГ-3/19 | 47°12.351' | 108°53.141' | 2.04 \pm 0.03 | 20.57 \pm 0.08 | 140 \pm 4 |
| ВГ-3/47 | 46°25.596' | 110°11.131' | 2.50 \pm 0.03 | 29.96 \pm 0.08 | 128 \pm 3 |
| ВГ-3/50 | 46°01.374' | 110°13.74' | 4.83 \pm 0.05 | 44.31 \pm 0.14 | 128 \pm 3 |
| ВГ-3/53 | 46°18.700' | 109°49.176' | 1.11 \pm 0.02 | 8.67 \pm 0.09 | 109 \pm 4 |
| ВГ- 5/17 | 46°33.672' | 112°27.852' | 2.02 \pm 0.03 | 18.32 \pm 0.06 | 126 \pm 3 |
| ВГ- 5/86 | 48°53.028' | 111°02.166' | 1.29 \pm 0.02 | 8.69 \pm 0.03 | 95 \pm 3 |
| ВГ-5/100 | 48°30.294' | 110°16.218' | 1.54 \pm 0.02 | 13.21 \pm 0.04 | 120 \pm 3 |
| ВГ-5/104 | 48°11.316' | 110°14.052' | 1.75 \pm 0.02 | 15.34 \pm 0.05 | 122 \pm 3 |
| СГ-3/1 | 44°48.946' | 109°25.381' | 1.53 \pm 0.02 | 16.60 \pm 0.05 | 150 \pm 4 |
| СГ-4/15 | 44°58.643' | 107°49.495' | 2.30 \pm 0.03 | 21.93 \pm 0.08 | 133 \pm 3 |
| СГ-4/40 | 46°10.100' | 106°24.124' | 1.79 \pm 0.02 | 16.00 \pm 0.05 | 124 \pm 3 |
| СГ-4/31 | 46°02.762' | 106°55.867' | 1.29 \pm 0.02 | 11.41 \pm 0.04 | 123 \pm 4 |
| ВГ-5/26 | 47°01.780' | 112°13.769' | 2.65 \pm 0.03 | 40.54 \pm 0.13 | 208 \pm 4 |

Примечание. Анализы выполнены В.А. Лебедевым в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН по методике (Чернышев и др., 2006; Лебедев и др., 2020). Анализируемый материал – основная масса пород.

Результаты приведены в табл. 1. Полученные данные в совокупности с опубликованными материалами свидетельствуют, что лавовый чехол ВМВО сформировался в основном в интервале 135–109 млн лет назад. Более молодые датировки (105–94 млн лет) являются редкими и отвечают породам, участвующим в строении раннемеловой группы щелочно-базальтовых ассоциаций. Самую молодую группу (87–83 и ~50 млн лет) образуют позднемеловые–раннекайнозойские проявления щелочно-базальтового магматизма, приуроченные к западной границе ВМВО.

Помимо К-Аг датирования для пород кислого состава нами выполнены возрастные оценки на основе модельных возрастов (Rb-Sr изотопная система) для пород и минералов, характеризующихся высоким значением $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ (>60) при допущении, что первичный изотопный состав Sr ~ 0.705. Так, возраст риолита в западной части ВМВО составил ~121 млн лет (проба ВГ-3/5, г. Дархан-Ула). Возраст трахириолитов шошонит-латитовой ассоциации Чойбалсанской впадины составил ~156 млн лет (возраст установлен по наклону изохроны, построенной по изотопному составу биотита и валовому составу породы, проба ВГ-5/34). Возраст пород той же ассоциации, оцененный по составу биотита и плагиоклаза из тра-

хитов на востоке ВМВО, определен в ~154 млн лет (проба ВГ-7/46, г. Барун-Матадан-Ула). Для риолитов района U-месторождения Мардай (Дорнод) оценен модельный возраст ~158 млн лет, рассчитанный по валовому составу породы с $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = 67$ (проба ВГ-5/50). Для ряда других вулканических полей, ранее относимых к позднему мезозою, были получены позднепалеозойские или раннемезозойские значения возраста.

Имеющиеся в настоящее время возрастные данные позволяют различать среди вулканических толщ, традиционно относимых к Восточно-Монгольскому поясу, ряд возрастных групп: позднеюрскую (165–150 млн лет), представленную главным образом породами шошонит-латитовой ассоциации; раннемеловую (135–99 млн лет), объединяющую породы цаганцабской серии; конца раннего–начала позднего мела (105–94 млн лет) и позднемеловую–раннекайнозойскую (87–83 и ~50 млн лет), выделяющуюся щелочно-базальтовым характером магматизма.

АССОЦИАЦИИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД

В разрезах вулканических толщ породы основного и кислого состава, как правило, разделены и не наблюдаются в переслаивании. Среди основ-

ных пород в дальнейшем будем различать два комплекса: покровный, который представлен трахибазальтами и трахиандезибазальтами цаганцабской серии, образующими лавовый чехол рифтовой области, и экструзивный, объединивший преимущественно щелочные базальтоиды, которые слагают небольшие тела и их скопления субвулканической и экструзивной природы в краевых участках вулканической области.

Строение покровного комплекса определяют вулканические толщи большой (до 1000 м и более) мощности. Они сложены сериями лавовых потоков, которые прослеживаются на больших расстояниях. Потоки сложены темноокрашенными массивными лавами порфирикового или афирового строения, верхние части потоков обычно характеризуются выраженными шлаковыми зонами и содержат многочисленные миаролы. Среди вкрапленников преобладает плагиоклаз, достаточно обычным является клинопироксен. Основная масса пород варьирует по структуре и состоит из плагиоклаза, клинопироксена, магнетита и вулканического стекла, в наиболее основных разностях отмечаются редкие зерна оливина. По петрографическим характеристикам эти породы диагностируются как базальты и андезибазальты.

Щелочные базальтоиды экструзивного комплекса слагают отдельные небольшие штоки, лакколлиты, лавовые купола, небольшие потоки, жерловины, сложенные вулканическими бомбами и брекчиями. Их распространение пространственно локализовано. Как правило, они образуют скопления субвулканических тел, реже отмечаются в виде отдельных тел и лавовых потоков. Базальтоиды представлены афировыми или тонкозернистыми породами, содержащими нередко фрагменты ксенолитов лерцолитов, а также крупные ксенокристаллы или их обломки пироксена, полевого шпата и оливина. Породы содержат отдельные вкрапленники оливина. Основная масса сложена микролитами плагиоклаза, мелкими зернами оливина, клинопироксена, рудных минералов и, по-видимому, обогащенными щелочами вулканическим стеклом, так как породы обычно характеризуются значительными содержаниями нормативного нефелина.

Среди кислых пород области преобладают трахиты, трахидациты и трахириолиты. Они слагают лавовые тела (купола, штоки, короткие лавовые потоки большой мощности), кальдеры, часто с центриклинальным залеганием флюидалных лав, а также экструзивные жерла, сложенные кластолавами. Как правило, они завершают раннюю серию пород цаганцабской серии, но, кроме того, отмечаются и в ее основании. Это светло-серые и серые флюидалные или массивные породы, как правило, обладающие стекловатой (афанитовой) основной массой. Вкрапленники представлены

плагиоклазом, К-полевым шпатом, биотитом и кварцем.

ХИМИЧЕСКИЙ И ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ ПОРОД

На рис. 3, построенном на основе авторских (Supplementary materials) и опубликованных (Петретьяко и др., 2018, 2020; Ступак и др., 2020; Ярмолюк и др., 2019а; Dash et al., 2015; Bars et al., 2018; Wang et al., 2006; Xu et al., 2011; Zhang et al., 2008а, 2008б) материалов, приведены данные о химическом составе вулканических пород ВМВО. Очевидно, что среди пород области преобладают основные (трахибазальты и трахиандезибазальты) и кислые (трахидациты—трахириолиты) породы, при подчиненном распространении лав среднего состава. Породы характеризуются повышенной щелочностью и в основном отвечают высоко-К петрохимической серии. В породах с повышением SiO_2 не происходит увеличения содержания несовместимых элементов, что хорошо видно на примере графиков SiO_2 —рассеянный элемент (рис. 3). Содержания последних в средних и кислых породах ограничиваются трендами, которые прослеживаются от основных пород в сторону поля составов коровых анатектических расплавов (рис. 3; Литвиновский и др., 2005). Это позволяет предполагать, что образование кислых пород определялось, главным образом, контаминацией базитовых расплавов и продуктов их дифференциации коровым материалом или их смешением с кислыми расплавами, возникшими в результате корового анатексиса (Лебедев и др., 2019; Парфенов и др., 2019).

Мантийным источникам магматизма области отвечают породы основного состава, которые, как было отмечено выше, можно разделить на два комплекса — экструзивный и покровный.

В строении *экструзивного комплекса* различаются базаниты, трахибазальты и трахиандезибазальты. Эти породы образуют два пространственно разделенных ареала и отличаются временем формирования (рис. 2). Несмотря на эти различия они близки по геологическим, петрографическим и геохимическим характеристикам, что позволяет рассматривать их в рамках одного комплекса. Как правило, в нормативном составе этих пород присутствует нефелин. По сравнению с вулканиками покровного комплекса эти породы отличаются более высокой относительной щелочностью, более низким содержанием SiO_2 (рис. 3), а также более высокими содержаниями MgO и CaO (см. ESM_1.xls в Supplementary). Между собой породы ранне- и позднемеловой ассоциаций этого комплекса различаются незначительно. Так, в составе раннемеловой ассоциации участвуют наиболее основные и наиболее щелочные раз-

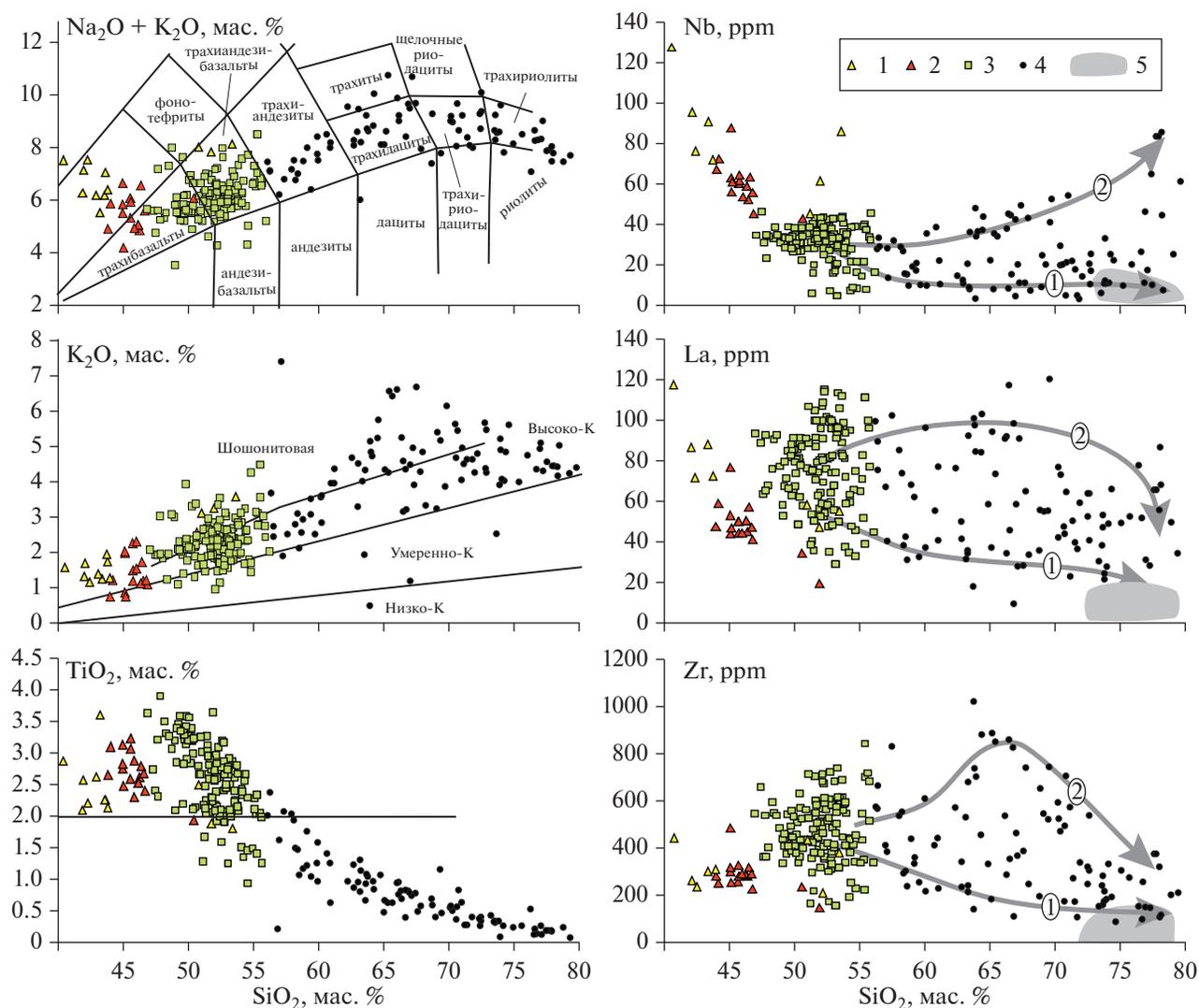


Рис. 3. Вариации содержаний петрогенных оксидов и редких элементов относительно SiO_2 в породах Восточно-Монгольской вулканической области. Использованы авторские (Supplementary materials) и опубликованные (Перетяжко и др., 2018; Ступак и др., 2020; Ярмолук и др., 2019а; Dash et al., 2015; Bars et al., 2018; Wang et al., 2006; Wu et al., 2002; Xu et al., 2011; Zhang et al., 2008b) данные.

1–2 – базальтоиды экструзивного комплекса: 1 – конца раннего мела, 2 – позднемеловые; 3 – базальтоиды покровного комплекса; 4 – средние и кислые породы; 5 – поле составов коровых анатектических гранитов по (Литвиновский и др., 2005). Стрелками показаны крайние тренды изменения содержаний редких элементов с увеличением содержания SiO_2 при контаминации базитовых расплавов коровым материалом или анатектическими коровыми выплавками с незначительной (1) и существенной (2) ролью кристаллизационной дифференциации.

новидности базанитов, а также наиболее дифференцированные представители ассоциации – трахиандезитобазальты. В то же время в составе позднемелового комплекса наряду с базанитами участвуют трахибазальты.

В целом породы разновозрастных ассоциаций близки и по геохимическим показателям (рис. 4). Для них типичен Ta-Nb максимум в спектре распределения редких элементов. По сравнению с ОИВ эти породы обогащены несовместимыми элементами, прежде всего, в левой части спайдерграммы, в том числе легкими редкоземельными

элементами (РЗЭ) $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{ОИВ}} = 1-3$. Они характеризуются относительно пониженными содержаниями К, Ti, Y и обеднены средними РЗЭ относительно как легких, так и тяжелых $((\text{Sm}/\text{Yb})_{\text{ОИВ}} < 1)$ редких земель. При этом породы раннемеловой ассоциации в целом обладают более высокими содержаниями Th, U, Nb, Ta, легких и тяжелых РЗЭ и относительно обеднены Ti.

Основные породы покровного комплекса образуют на графике (рис. 3) плотную группу фигуративных точек, которая со стороны кислых составов ограничена значением $\text{SiO}_2 = 56$ мас. %. Низкая магне-

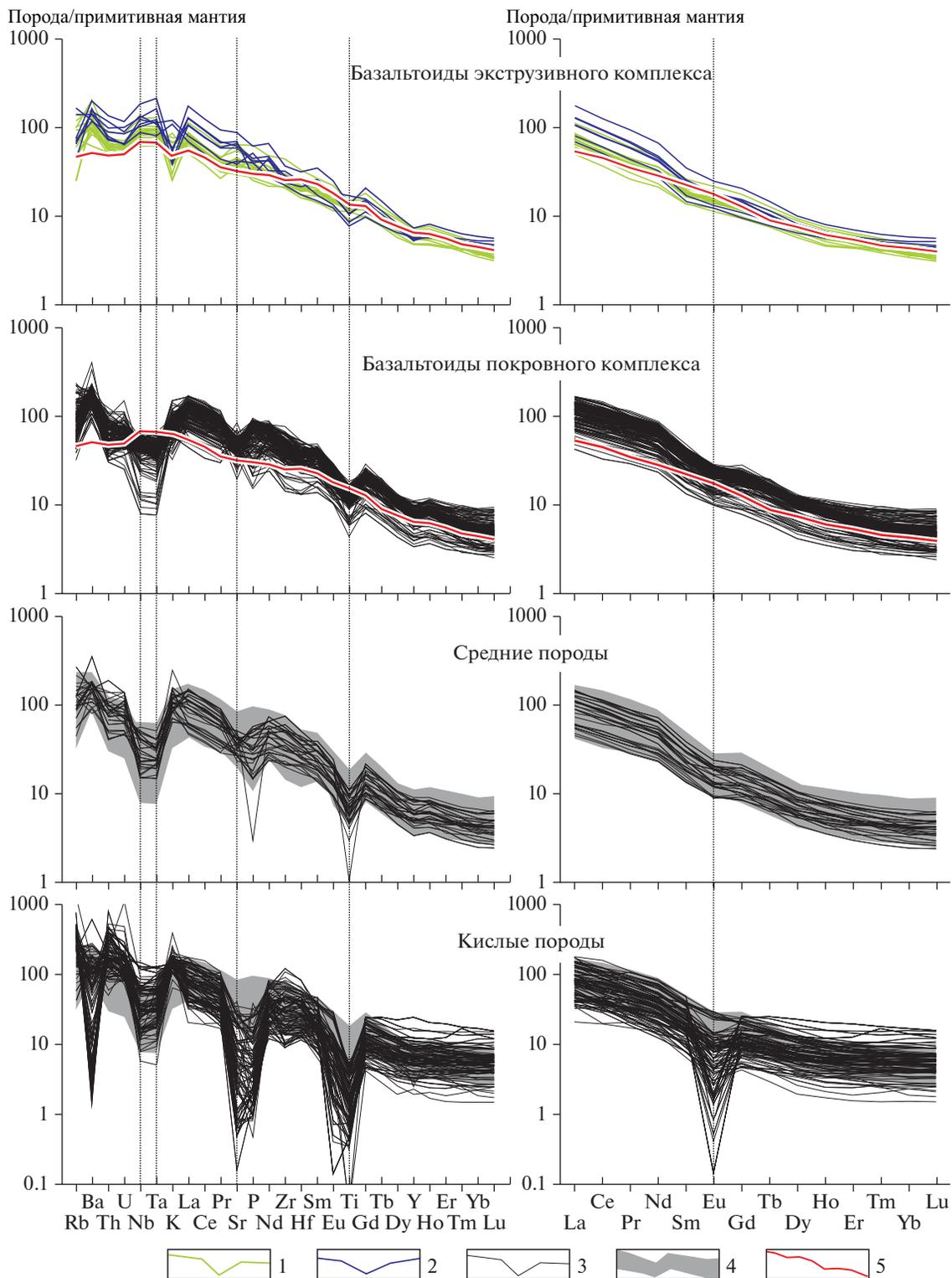


Рис. 4. Распределение нормированных к составу примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989) содержаний микроэлементов в породах Восточно-Монгольской вулканической области. Использованы авторские (Supplementary materials) и опубликованные (Перетяжко и др., 2018; Ступак и др., 2020; Ярмолюк и др., 2019а; Dash et al., 2015; Bars et al., 2018; Wang et al., 2006; Wu et al., 2002; Xu et al., 2011; Zhang et al., 20086) данные. 1–2 – базальтоиды экструзивного комплекса: 1 – позднемеловой ассоциации, 2 – раннемеловой ассоциации; 3 – индивидуальные спектры пород покровного комплекса, 4 – поле составов базальтоидов покровного комплекса, 5 – состав ОИВ по (Sun, McDonough, 1989).

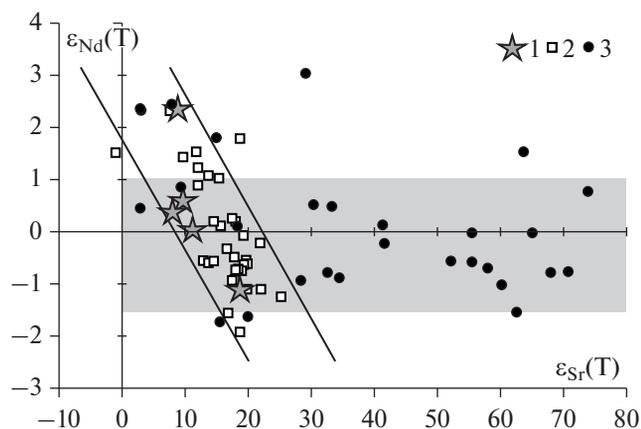


Рис. 5. Изотопный состав Sr и Nd пород Восточно-Монгольской вулканической области. Используются авторские (табл. 2) и опубликованные (Перетяжко и др., 2018; Vars et al., 2018) данные.

1 – базальтоиды экструзивного комплекса; 2 – базальтоиды покровного комплекса; 3 – кислые породы. Серым цветом выделено поле преимущественно изотопных составов кислых пород, линиями ограничен тренд вариаций изотопных составов основных пород Восточно-Монгольской вулканической области.

зиальность этих пород (в основном $Mg\# < 0.45$) свидетельствуют о значительном уровне дифференцированности их материнских расплавов. Среди пород основного состава преобладают разности, обогащенные титаном (>2 мас. % TiO_2).

Геохимические характеристики базальтоидов комплекса отражены на спайдерграмме (рис. 4). Спектры распределения несовместимых элементов в породах сильно варьируют, однако в целом породы обогащены этими элементами. Для большинства пород характерны более высокие, чем в ОИВ, содержания РЗЭ, а также Rb, Ba, Th, U, Zr, Hf. От ОИВ они отличаются также варьирующей по величине Ta-Nb отрицательной аномалией, более низким содержанием Ti, пониженным содержанием Y, знакопеременными аномалиями Sr и P. Спектр РЗЭ фракционирован, породы обогащены легкими РЗЭ $(La/Yb)_{ch} \sim 10-30$, для большинства пород отмечается в той или иной степени проявленная отрицательная европиевая аномалия ($Eu/Eu^* = 0.75-0.98$).

Породы среднего состава (56–63 мас. % SiO_2) сравнительно не многочисленны. Они ассоциируют с кислыми вулканитами, но, кроме того, в виде отдельных лавовых потоков отмечаются среди пород покровного комплекса. По содержанию петрогенных компонентов они относятся к трахиандезитам (рис. 3). Их геохимические характеристики близки к основным породам покровного комплекса, но в целом трахиандезиты отличаются более низкими содержаниями редких элементов, в том числе РЗЭ (рис. 4). Для них характерны

более глубокие минимумы по содержаниям Nb, Ta, Ti и P и, так же как и для базальтоидов, характерно пониженное содержание Y. По сравнению с основными породами трахиандезиты обогащены K, Th, U и Ba. Распределение РЗЭ характеризуется фракционированным спектром $(La/Yb)_{ch} \sim 10-35$. Европиевая аномалия слабо отрицательная или отсутствует ($Eu/Eu^* = 0.75-1.0$).

Породы кислого состава достаточно разнообразны и представлены трахитами, трахидацитами, трахириодацитами, щелочными риодацитами, трахириолитами (рис. 3). Они демонстрируют разнообразие геохимических характеристик с инверсией содержаний Ba, Th, Sr, P, Zr, Hf от относительных максимумов до относительных минимумов. По сравнению с базальтоидами они в целом обогащены Rb, Th и U (рис. 4). Некоторые разности обогащены Ta, Nb, Zr, Hf и тяжелыми РЗЭ, однако преобладают породы, в которых содержания этих элементов не превышают таковые в базальтоидах или являются более низкими. Кислые породы сильно дифференцированы, на что указывают ярко выраженные Ba-, Sr-, P-, Ti-, Eu-минимумы. Содержания РЗЭ в них сопоставимы с таковыми в базальтоидах, однако их распределения существенно варьируют. Так, их спектры различаются по степени фракционирования $((La/Yb)_{ch}$ от 3 до 30) и по величине Eu-аномалии (Eu/Eu^* от 0.04 до 1.1). Широкие вариации содержаний редких элементов в породах кислого состава, а также отсутствие закономерностей в их поведении при изменении содержания SiO_2 (рис. 3) и других индикаторов дифференциации расплавов, очевидно, подчеркивает гетерогенную природу этих пород и указывает на различный характер их связи с вулканитами основного состава.

Изотопный состав. В табл. 2 приведены данные по изотопному составу Sr и Nd вулканических пород ВМВО. В соответствии с диаграммой (рис. 5) составы основных пород, независимо от того к какому комплексу (покровному или экструзивному) они принадлежат, практически не отличаются. Их фигуративные точки группируются в пределах общего линейно вытянутого поля, которое прослеживается между IV и II квадрантами диаграммы, отвечая обратной линейной зависимости между $\epsilon_{Sr}(T)$ и $\epsilon_{Nd}(T)$. Такое сходство позволяет предполагать близкие изотопные характеристики для источников основных пород обоих комплексов.

Средние и кислые породы области обладают близким к базальтоидам диапазоном вариаций изотопного состава Nd ($\epsilon_{Nd}(T) \approx$ от -1.9 до $+3$). Среди них преобладают составы диапазона $\epsilon_{Nd}(T)$ от -1.5 до $+1.0$, соответствующие источнику с модельным возрастом $T_{Nd}(DM-2st) \approx 800-1100$ млн лет. Изотопный состав Sr кислых вулканических пород показывает значительную дисперсию

Таблица 2. Изотопный состав Sr и Nd пород позднемезозойской Восточно-Монгольской вулканической области

| Номер образца | Возраст, млн лет | Sm, ppm | Nd, ppm | $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ | $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ | $\pm 2\sigma$ | $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ | $T_{\text{Nd}}(\text{DM}-2\text{st})$, млн лет | Rb, ppm | Sr, ppm | $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ | $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ | $\pm 2\sigma$ | $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{T}}$ | $\epsilon_{\text{Sr}}(\text{T})$ |
|------------------------------|------------------|---------|---------|-----------------------------------|-----------------------------------|---------------|----------------------------------|---|---------|---------|---------------------------------|---------------------------------|---------------|--|----------------------------------|
| Экструзивный комплекс | | | | | | | | | | | | | | | |
| СГ-4/2 | 87 | 7.99 | 41.30 | 0.1170 | 0.512622 | 2 | 0.6 | | 69.8 | 751 | 0.2686 | 0.705410 | 4 | 0.705078 | 9.7 |
| СГ-4/4 | 87 | 9.79 | 51.35 | 0.1153 | 0.512534 | 3 | -1.1 | | 62.8 | 967 | 0.1877 | 0.705951 | 3 | 0.705719 | 18.8 |
| СГ-4/12 | 87 | 7.30 | 37.00 | 0.1194 | 0.512595 | 5 | 0.0 | | 77.0 | 992 | 0.2232 | 0.705467 | 9 | 0.705191 | 11.3 |
| СГ-4/13 | 87 | 8.86 | 44.70 | 0.1198 | 0.512613 | 2 | 0.4 | | 14.9 | 863 | 0.0498 | 0.705029 | 4 | 0.704967 | 8.1 |
| СГ-4/24 | 83 | 5.26 | 20.54 | 0.1547 | 0.512735 | 2 | 2.3 | | 30.4 | 416 | 0.2114 | 0.705277 | 4 | 0.705028 | 8.9 |
| ВГ-7/22 | 104 | 8.10 | 47.75 | 0.1025 | 0.512643 | 2 | 1.3 | | | | | | | | |
| Покровный комплекс | | | | | | | | | | | | | | | |
| "Обогащенные" базальтоиды | | | | | | | | | | | | | | | |
| ВГ-3/31 | 113 | 20.80 | 118.35 | 0.1062 | 0.512626 | 3 | 1.1 | | 48.5 | 985 | 0.1423 | 0.705557 | 5 | 0.705328 | 13.6 |
| ВГ-3/53 | 109 | 18.90 | 101.32 | 0.1128 | 0.512584 | 2 | 0.1 | | 37.8 | 943 | 0.1160 | 0.705649 | 4 | 0.705469 | 15.6 |
| ВГ-5/67 | 120 | 17.71 | 99.61 | 0.1075 | 0.512564 | 2 | -0.1 | | 145 | 946 | 0.4437 | 0.706471 | 4 | 0.705714 | 19.2 |
| ВГ-5/84 | 95 | 14.36 | 76.98 | 0.1128 | 0.512555 | 2 | -0.6 | | 55.2 | 931 | 0.1715 | 0.705581 | 4 | 0.705349 | 13.6 |
| ВГ-7/9 | 120 | 17.73 | 97.30 | 0.1102 | 0.512532 | 2 | -0.7 | | 70.6 | 944 | 0.2163 | 0.706061 | 5 | 0.705692 | 18.9 |
| ВГ-7/31 | 100 | 12.66 | 66.03 | 0.1159 | 0.512556 | 1 | -0.6 | | 56.5 | 944 | 0.1731 | 0.705653 | 5 | 0.705407 | 14.5 |
| ВГ-7/34 | 100 | 13.31 | 73.25 | 0.1098 | 0.512501 | 2 | -1.6 | | 83.2 | 1206 | 0.1995 | 0.705849 | 5 | 0.705565 | 16.8 |
| ВГ-7/39 | 105 | 8.81 | 42.53 | 0.1252 | 0.512652 | 1 | 1.2 | | 57.2 | 816 | 0.2028 | 0.705524 | 4 | 0.705221 | 12.0 |
| ВГ-7/48 | 150 | 10.24 | 60.89 | 0.1016 | 0.512555 | 2 | 0.2 | | 42.0 | 1235 | 0.0983 | 0.705551 | 4 | 0.705341 | 14.4 |
| СГ-4/31 | 123 | 15.35 | 82.66 | 0.1123 | 0.512689 | 2 | 2.3 | | 40.0 | 847 | 0.1368 | 0.705125 | 3 | 0.704886 | 7.5 |
| СГ-4/40 | 120 | 15.84 | 88.33 | 0.1084 | 0.512543 | 1 | -0.5 | | | | | | | | |
| Переходного типа базальтоиды | | | | | | | | | | | | | | | |
| ВГ-1/4 | 128 | 18.63 | 107.41 | 0.1048 | 0.512529 | 2 | -0.6 | | 57.8 | 1252 | 0.1335 | 0.705951 | 3 | 0.705708 | 19.3 |
| ВГ-1/12 | 126 | 18.27 | 104.17 | 0.1060 | 0.512526 | 1 | -0.7 | | 45.8 | 1029 | 0.1289 | 0.705853 | 3 | 0.705622 | 18.0 |
| ВГ-1/14 | 128 | 15.38 | 88.26 | 0.1054 | 0.512572 | 2 | 0.2 | | 82.8 | 806 | 0.2969 | 0.706152 | 4 | 0.705612 | 17.9 |
| ВГ-3/8 | 127 | 18.38 | 105.40 | 0.1054 | 0.512615 | 2 | 1.0 | | 66.9 | 814 | 0.2378 | 0.705862 | 6 | 0.705433 | 15.4 |
| ВГ-5/17 | 126 | 18.61 | 103.39 | 0.1088 | 0.512686 | 2 | 2.4 | | 65.0 | 917 | 0.2051 | 0.705325 | 4 | 0.704958 | 8.6 |
| ВГ-5/42 | 134 | 13.44 | 72.93 | 0.1114 | 0.512637 | 2 | 1.4 | | 46.4 | 912 | 0.1470 | 0.705299 | 7 | 0.705019 | 9.6 |
| ВГ-5/63 | 120 | 2.04 | 12.76 | 0.0968 | 0.512637 | 2 | 1.5 | | 35.1 | 1763 | 0.0577 | 0.704381 | 6 | 0.704283 | -1.1 |
| ВГ-5/71 | 120 | 16.80 | 94.48 | 0.1075 | 0.512511 | 2 | -1.1 | | 51.8 | 963 | 0.1558 | 0.706016 | 5 | 0.705750 | 19.7 |
| ВГ-5/78 | 120 | 17.22 | 100.48 | 0.1036 | 0.512540 | 2 | -0.5 | | 64.9 | 981 | 0.1914 | 0.705936 | 7 | 0.705610 | 17.8 |
| ВГ-5/86 | 95 | 18.14 | 101.92 | 0.1076 | 0.512555 | 2 | -0.5 | | 72.8 | 1145 | 0.1840 | 0.706018 | 6 | 0.705770 | 19.6 |
| ВГ-5/100 | 120 | 17.44 | 91.82 | 0.1148 | 0.512587 | 2 | 0.3 | | 36.2 | 1024 | 0.1023 | 0.705757 | 5 | 0.705582 | 17.4 |

Таблица 2. Окончание

| Номер образца | Возраст, млн. лет | Sm, ppm | Nd, ppm | $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ | $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ | $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ | $T_{\text{Nd}}(\text{DM-2st})$, млн. лет | Rb, ppm | Si, ppm | $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ | $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ | $\pm 2\sigma$ | $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_T$ | $\epsilon_{\text{Sr}}(\text{T})$ |
|--------------------------|-------------------|---------|---------|-----------------------------------|-----------------------------------|----------------------------------|---|---------|---------|---------------------------------|---------------------------------|---------------|-----------------------------------|----------------------------------|
| ВГ-5/104 | 122 | 17.81 | 97.82 | 0.1101 | 0.512522 | -0.9 | | 37.7 | 1062 | 0.1027 | 0.705793 | 4 | 0.705615 | 17.9 |
| СГ-3/1 | 150 | 17.52 | 101.44 | 0.1044 | 0.512491 | -1.1 | | 57.8 | 1090 | 0.1534 | 0.706198 | 3 | 0.705871 | 22.0 |
| ВГ-3/54 | 109 | 10.31 | 56.39 | 0.1105 | 0.512478 | -1.9 | | 82.7 | 1050 | 0.2277 | 0.706038 | 5 | 0.705685 | 18.6 |
| ВГ-5/89 | 110 | 18.35 | 108.67 | 0.1021 | 0.512506 | -1.2 | | 40.5 | 1078 | 0.1086 | 0.706318 | 5 | 0.706148 | 25.2 |
| “Обедненные” базальтоиды | | | | | | | | | | | | | | |
| Средние и кислые породы | | | | | | | | | | | | | | |
| ВГ-1/1a | 140 | 7.60 | 50.00 | 0.0917 | 0.512661 | 2.3 | 756 | 118 | 220 | 1.5440 | 0.707615 | 9 | 0.704542 | 2.9 |
| ВГ-1/7 | 140 | 8.60 | 59.00 | 0.0888 | 0.512660 | 2.4 | 754 | 146 | 264 | 1.6050 | 0.707725 | 9 | 0.704531 | 2.8 |
| ВГ-3/5 | 121 | 8.72 | 51.00 | 0.1033 | 0.512604 | 0.8 | 870 | 103 | 75.4 | 3.9404 | 0.716337 | 5 | 0.709561 | 73.9 |
| ВГ-3/5 <i>Bt</i> | 121 | | | | | | | 516 | 10.9 | 140.42 | 0.950804 | 7 | | |
| ВГ-3/9 | 127 | 11.73 | 64.43 | 0.1101 | 0.512591 | 0.5 | 899 | 288 | 17.0 | 49.41 | 0.795876 | 6 | 0.706693 | 33.3 |
| ВГ-3/19 | 140 | 8.84 | 46.26 | 0.1155 | 0.512569 | 0.1 | 941 | 88.2 | 593 | 0.4304 | 0.706477 | 4 | 0.705621 | 18.2 |
| ВГ-3/44 | 126 | 12.96 | 51.85 | 0.1511 | 0.512599 | 0.0 | 941 | 296 | 9.89 | 88.06 | 0.866627 | 5 | 0.708930 | 65.0 |
| ВГ-3/50 | 128 | 12.66 | 80.09 | 0.0956 | 0.512560 | 0.1 | 929 | 248 | 23.9 | 30.26 | 0.762315 | 4 | 0.707261 | 41.3 |
| ВГ-5/1 | 120 | 7.51 | 45.76 | 0.0992 | 0.512514 | -0.9 | 1011 | | | | | | | |
| ВГ-5/30 | 156 | 3.39 | 18.12 | 0.1132 | 0.512597 | 0.9 | 891 | 4.56 | 2380 | 0.0055 | 0.704984 | 4 | 0.704972 | 9.3 |
| ВГ-5/32 | 156 | 7.10 | 43.38 | 0.0990 | 0.512631 | 1.8 | 812 | 105 | 119 | 2.5669 | 0.711056 | 8 | 0.705364 | 14.9 |
| ВГ-5/34 | 156 | 9.63 | 53.51 | 0.1088 | 0.512627 | 1.5 | 835 | 132 | 39.8 | 9.6390 | 0.730175 | 5 | 0.708799 | 63.6 |
| ВГ-5/34 <i>Bt</i> | 156 | | | | | | | 353 | 13.2 | 78.64 | 0.883513 | 4 | | |
| ВГ-5/50 | 158 | 20.48 | 108.93 | 0.1137 | 0.512575 | 0.4 | 927 | 254 | 11.1 | 66.79 | 0.854539 | 5 | 0.704514 | 2.8 |
| ВГ-5/69 | 120 | 19.21 | 111.03 | 0.1046 | 0.512518 | -0.9 | 1011 | 149 | 616 | 0.6986 | 0.707545 | 5 | 0.706354 | 28.3 |
| ВГ-7/14 | 154 | 14.47 | 84.67 | 0.1033 | 0.512455 | -1.7 | 1106 | 113 | 818 | 0.3988 | 0.706279 | 6 | 0.705406 | 15.4 |
| ВГ-7/18 | 151 | 13.25 | 83.37 | 0.0961 | 0.512455 | -1.6 | 1094 | 231 | 92.4 | 7.2461 | 0.723062 | 8 | | |
| ВГ-7/36 | 150 | 9.43 | 59.64 | 0.0956 | 0.512597 | 1.1 | 863 | | | | | | | |
| ВГ-7/40 | 130 | 7.67 | 43.01 | 0.1077 | 0.512589 | 0.5 | 898 | 183 | 115 | 4.6322 | 0.715043 | 6 | 0.706484 | 30.3 |
| ВГ-7/46 | 154 | 9.20 | 52.99 | 0.1049 | 0.512671 | 2.4 | 757 | 152 | 349 | 1.2582 | 0.707622 | 5 | 0.704868 | 7.8 |
| ВГ-7/46 <i>Pl</i> | 154 | | | | | | | 127 | 390 | 0.9387 | 0.707242 | 5 | | |
| ВГ-7/46 <i>Bt</i> | 154 | | | | | | | 193 | 39.6 | 14.081 | 0.735996 | 8 | | |

Примечание. Изотопный состав определен по валовым пробам, исключая *Pl* – плагиоклаз и *Bt* – биотит. Величина ошибки $\pm 2\sigma$ соответствует последним значащим цифрам. Положение проб, петрографическая характеристика и химический состав приведены в Supplementary.

($\epsilon_{\text{Sr}}(\text{T}) \approx +4...+74$). Среди кислых вулканических пород ВМВО отмечаются высокие значения отношения Rb/Sr. Оценка первичных изотопных характеристик для таких пород очень чувствительна к точности определения возраста. Кислые породы с низким $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} < 1$ имеют значения $\epsilon_{\text{Sr}}(\text{T}) < 32$. Однако нельзя исключать и участие в источнике кислых расплавов корового материала обогащенного радиогенным Sr.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Структура области и этапы ее формирования

ВМВО возникла в пределах территории, сложенной разновозрастными аккреционными структурами. Наиболее поздние из них связаны с развитием Монголо-Охотского океана и представлены терригенными и вулканогенными комплексами Агинского бассейна, продолжающимися на юго-запад в Центральную Монголию прерывистой узкой полосой (Руженцев, Некрасов, 2009; Гордиенко и др., 2012). Особенностью этой структуры является молодой возраст коры, которая была сформирована в островодужной обстановке в среднем палеозое (Руженцев, Некрасов, 2009; Гордиенко и др., 2012) и вошла в структуру континента в результате раннемезозойской коллизии Сибирского и Северо-Китайского континентов при закрытии Монголо-Охотского океана.

В ряде работ позднемезозойский вулканизм Востока Азии связывается с закрытием Монголо-Охотского океана (Wang et al., 2006; Wu et al., 2005). Однако коллизия его бортов не была одномоментной и протекала с запада на восток в виде ножницепоподобного их схождения (Зоненшайн и др., 1990; Парфенов и др., 1999; Zorin, 1999; Kravchinsky et al., 2002; Cogné et al., 2005). Тем не менее вопросы, связанные со временем начала коллизии и окончательного закрытия океана, остаются дискуссионными. Как показывают недавние палеомагнитные исследования (Vazhenov et al., 2016), территории Сибири и Монголии уже в начале триаса не были разделены значительным по размеру океаном. К этому времени на месте Агинского бассейна и западнее, т.е. на западном окончании Монголо-Охотской сутуры, бассейнов с океанической корой уже не существовало (Руженцев, Некрасов, 2009; Гордиенко и др., 2012, 2018). Более того, на протяжении средней юры (180–160 млн лет) в пределах этой территории широко проявился гранитоидный магматизм. Его представляют даурский, шахтаминский и ряд других гранитоидных комплексов, которые стали сшивающими для бортов Монголо-Охотской океана (Берзина и др., 2013; Ярмолюк и др., 2002; Vazhenov et al., 2016). Все это позволяет оценить возрастной разрыв между завершением коллизии на западном отрезке Монголо-Охотского

океана и формированием Восточно-Монгольского вулканического пояса не менее чем в 30–40 млн лет, что практически исключает влияние Монголо-Охотской коллизии на процессы вулканизма Восточной Монголии.

В пределах Восточной Монголии сутура на месте закрывшегося Монголо-Охотского океана разделяет расположенные к северу от него среднепалеозойский Хэнтейский бассейн от неопротерозойских–раннепалеозойских Эрендабанского и Идермегского террейнов (Badarch et al., 2002), образующих фундамент ВМВО (рис. 2). Структуры основания ВМВО имеют северо-восточное простираие, что позволяет предполагать их решающее влияние на формирование структурного каркаса области. Это хорошо видно на схеме (рис. 2), согласно которой строение пояса определяется системой впадин и грабенов преимущественно северо-восточного направления, прослеживающихся согласно с границами разновозрастных террейнов.

Вулканическая деятельность области в основном была связана с развитием грабенов и привела к образованию в их пределах лавовых толщ мощностью до 1000 м и более. Извержения носили компенсационный характер, поэтому в составе вулканических толщ, как правило, отсутствуют прослои осадочных пород.

Полученные нами геохронологические данные позволяют уточнить не только время заложения вулканической области и этапы ее формирования, но и определиться с закономерностями распределения отвечающих ей пород. Было установлено, что некоторые крупные поля вулканитов, отнесенные на геологических картах к раннему мелу, имеют более древний возраст. Таким, например, является большое вулканическое поле, расположенное к северо-востоку от сомона Мунх-Хан. К-Аг возраст базальтов в его центральной части оценен в 208 ± 4 млн лет, что согласуется с оценками (228 ± 9 и 213 ± 10 млн лет), полученными ранее (Фрих-Хар, Лучицкая, 1979) для кислых пород этого поля, и свидетельствует об их образовании в раннемезозойский этап развития территории. Также к раннемезозойскому этапу вулканизма относится ряд крупных вулканических полей, относимых к шошонит-латитовой серии (Dash et al., 2015) в западной части области, для которых позднее был получен триасовый возраст 230 ± 1 млн лет (Sheldrick et al., 2020). Напротив, риолиты вулканического поля г. Дархан-Ула, относимого на геологических картах к триасу, имеют возраст около 121 млн лет (Rb-Sr по биотиту и валовому составу породы).

На рис. 6 обобщены имеющиеся геохронологические данные, позволяющие выделить в пределах области несколько возрастных групп вулканических пород, возникших на разных этапах ее

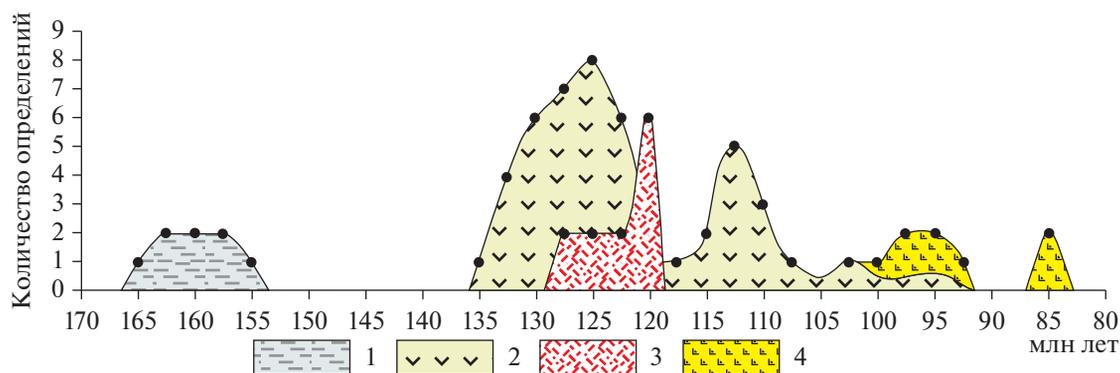


Рис. 6. Распределение числа определений возраста в интервале 5 млн лет для вулканических пород Восточно-Монгольской вулканической области. Используются авторские (табл. 1) и опубликованные (см. ссылки в тексте) данные. 1 — породы шошонит-латитовой серии; 2 — основные породы покровного комплекса; 3 — кислые породы покровного комплекса; 4 — базальтоиды экструзивного комплекса.

формирования. Наиболее ранние проявления вулканической активности, зафиксированные лавами и туфами в осадочных толщах, а также проявлениями шошонит-латитовой серии, сформировались в интервале 170–150 млн лет. Эти вулканические породы ассоциируют с терригенными комплексами ширилинской свиты и распространены преимущественно в восточной части ВМВО, а также к востоку и юго-востоку от нее, где их образование связывается с началом формирования вулканического пояса Большого Хингана (Ступак и др., 2020). Следует отметить, что породы шошонит-латитовой серии занимают особое место в строении Восточной Монголии. Они распространены не только в пределах ВМВО, но и за ее границами (Hasegawa et al., 2018; Johnson, Graham, 2004; Ступак и др., 2020). Кроме того, они отделены от более молодых проявлений вулканизма ВМВО перерывом около 20 млн лет. По нашему мнению, это позволяет исключить позднеюрскую шошонит-латитовую серию пород из состава ВМВО и отнести ее к фундаменту последней.

Образование вулканической области и ее рифтового каркаса началось в раннем мелу спустя 15–20 млн лет после завершения в пределах Восточной Монголии шошонит-латитового вулканизма. Этот перерыв хорошо согласуется с данными (Yang et al., 2015) о существовании паузы в магматической и тектонической активности в регионе в интервале 150–135 млн лет. Ей, в частности, соответствует перерыв в осадконакоплении (Jerzykiewicz, Russell, 1991), зафиксированный угловым несогласием между отложениями ширилинской и цаганцабской свит (Graham et al., 2001).

Если позднеюрский этап активности связывается с процессами конвергенции (Yang et al., 2015), приведшими к возникновению вулканического пояса Большого Хингана, то раннемеловой этап характеризовался режимом растяжения

(Мезозойская и кайнозойская ..., 1975). Этот режим охватил всю Восточную Азию и сопровождался образованием систем грабенов с установленными комплексами метаморфических ядер (Зорин и др., 1997; Складов и др., 1997; Daoudene et al., 2009, 2013). Восточная Монголия оказалась вовлеченной в грабенообразование, которое сопровождалось вулканизмом. Вулканическая деятельность протекала в последовательности ряда фаз на протяжении всего раннего мела, сформировав в итоге лавовый чехол области (Фрих-Хар, Лучицкая, 1978). Начальная фаза вулканизма (135–122 млн лет) характеризовалась наиболее крупнообъемными излияниями лав основного состава. Она завершилась извержениями кислых лав, связанными с отдельными вулканами. Последние формировались в диапазоне 128–118 млн лет с пиковыми значениями в интервале 121–118 млн лет. Следующая фаза вулканизма, иногда сопоставляемая с дзунбаинской свитой (Фрих-Хар, Лучицкая, 1978), охватила вторую половину раннего мела 118–95 млн лет. По составу продуктов она слабо отличается от вулканизма раннего этапа, хотя и не привела к образованию толщ большой мощности. На заключительных этапах развития вулканического чехла области с конца раннего мела (105–95 млн лет назад) начали формироваться ассоциации щелочных базальтоидов, которые можно рассматривать как отдельные фазы вулканизма. Из них начальная (конца раннего мела) ассоциация проявилась у восточной оконечности вулканической области в нижнем течении р. Улзда (Dash et al., 2015). Другой ареал подобных же пород сформировался у западной оконечности области в середине позднего мела (Ярмолук и др., 2019а). Говоря в целом о тенденциях развития вулканизма ВМВО, следует отметить постепенное ослабление его деятельности.

Источники магматизма

Геохимические и изотопные характеристики пород ВМВО свидетельствует об их гетерогенной природе, а также участии нескольких источников магматизма в их формировании. Прежде всего, выделяются группы пород, образование которых было связано с источниками мантийной либо коровой природы. К первым относятся породы основного состава, ко вторым – кислые породы, близкие по геохимическим характеристикам к анатектическим гранитам (рис. 3). Однако и эти группы пород по природе не являются однородными.

Экструзивный комплекс представлен двумя возрастными ассоциациями пород – второй половины раннего мела и поздне меловой–раннекайнозойской. Породы этих ассоциаций обладают близкими геохимическими характеристиками, хотя раннемеловые лавы имеют более высокие содержания редких элементов при более низкой концентрации Ti. Несмотря на эти различия, можно говорить о сходстве пород экструзивного комплекса с базальтами океанических островов (ОИВ) (рис. 4), что позволяет сопоставить их магматический источник с источником, типичным для магматизма мантийных плюмов. На это же указывает положение составов пород экструзивного комплекса на дискриминантных диаграммах (рис. 10), где они группируются вблизи состава ОИВ.

Покровный комплекс представлен породами неоднородными в геохимическом отношении. Различия в составах отражены в широких вариациях содержаний редких элементов на спайдерграммах (рис. 4). Среди них можно выделить две крайние по составу разновидности пород. Одна характеризуется резко выраженным дефицитом высокозарядных элементов, прежде всего Ta и Nb (рис. 7в). Для другой разновидности этот минимум слабо выражен, прежде всего, из-за отсутствия фракционирования в ряду Th–U–Nb–Ta (рис. 7а). Можно полагать, что эти крайние составы отвечали разным типам магм, участвовавшим в магматической деятельности. Однако в вулканических толщах, по крайней мере на ранней рифтогенной стадии развития ВМВО, породы, отвечающие крайним составам, встречаются в общих разрезах. Это указывает на взаимодействие обоих источников при магмогенерации, что подчеркивается также гаммой переходных разновидностей между крайними составами.

Чтобы понять специфику этих источников магм и закономерности их взаимодействия, мы формально разделили базальтоиды области на группы пород: условно обогащенных и условно обедненных Ta и Nb и переходного состава. В качестве дискриминанты было выбрано значение $(Th/Nb)_{PM} \leq 1.0$ для обогащенных и $(Th/Nb)_{PM} \geq 2.0$ для обедненных базальтоидов.

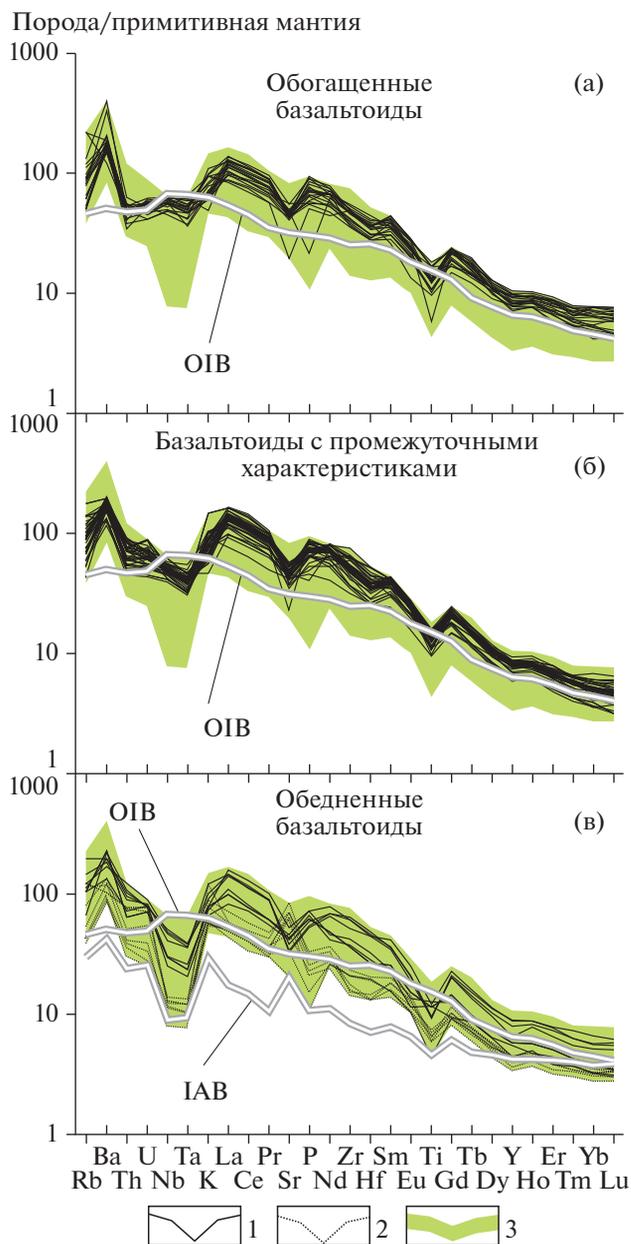


Рис. 7. Спектры распределения нормированных к составу примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989) содержаний микроэлементов в геохимических группах базальтоидов покровного комплекса Восточно-Монгольской вулканической области.

1 – индивидуальные спектры пород; 2 – спектры обедненных базальтоидов, наиболее близких к составу IAB, 3 – общее поле составов основных пород покровного комплекса. Составы ОИВ и IAB по (Sun, McDonough, 1989; Kelemen et al., 2003).

Обогащенные и обедненные породы отличаются (рис. 8). Прежде всего, составы обедненных базальтоидов смещены в область более высокого содержания SiO_2 . Они характеризуются более низкими концентрациями TiO_2 и $FeO_{общ}$ и более широким разбросом содержаний других петро-

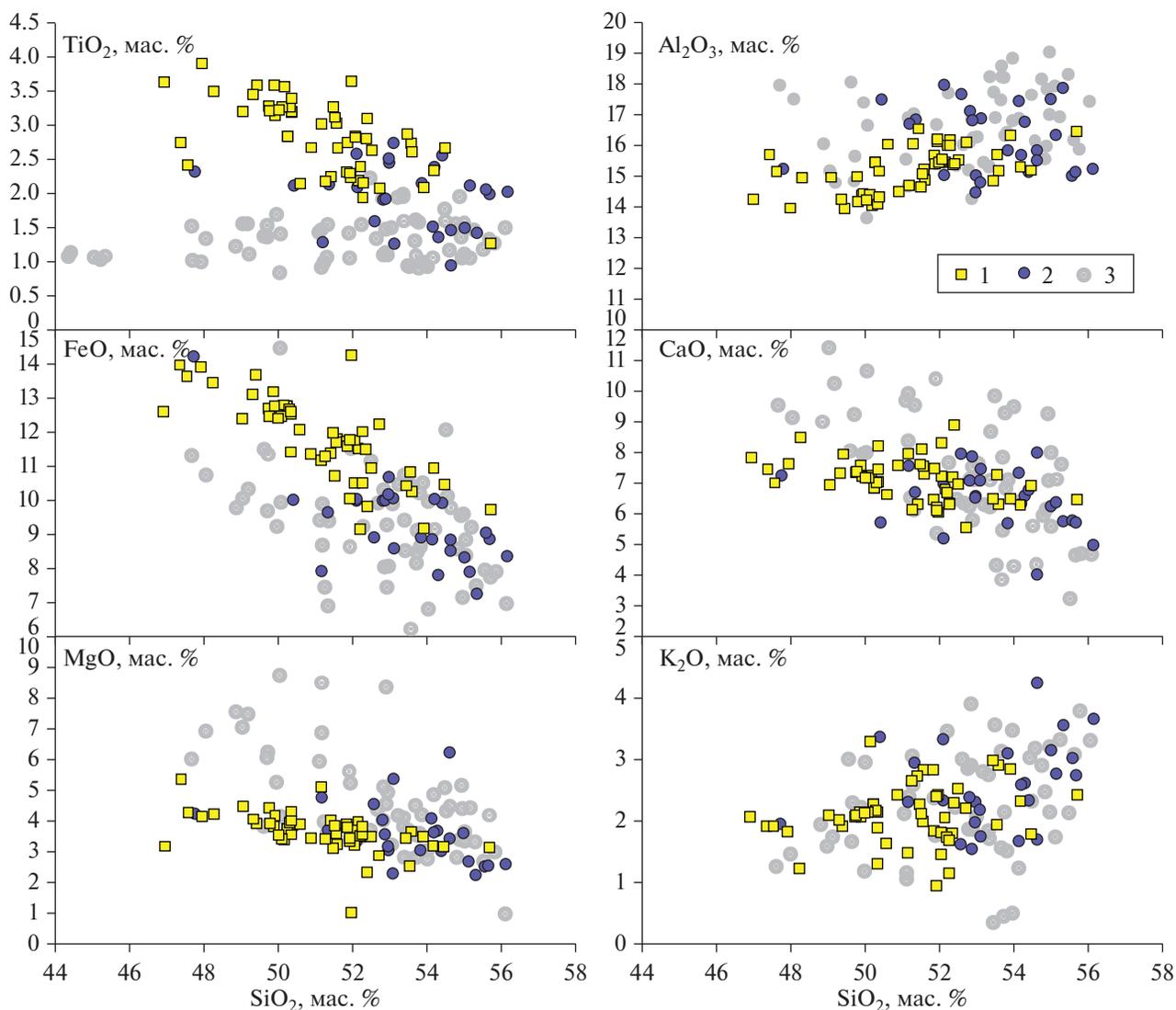


Рис. 8. Вариации содержаний петрогенных оксидов относительно SiO_2 в основных породах покровного комплекса Восточно-Монгольской вулканической области и Больше-Хинганского вулканического пояса. 1–2 – базальтоиды ВМВО: 1 – обогащенные, 2 – обедненные; 3 – породы Больше-Хинганского вулканического пояса (Zhang et al., 2008a, 2008b).

генных оксидов. В отличие от них обогащенные базальтоиды демонстрируют более четкие зависимости в распределении петрогенных оксидов относительно SiO_2 . С ростом кремнекислотности в них отмечается уменьшение содержаний TiO_2 и $\text{FeO}_{\text{общ}}$, в меньшей степени CaO и MgO , а также фиксируется незначительный рост Al_2O_3 .

Геохимические различия пород крайних групп более выразительны (рис. 7). Обогащенные базальтоиды можно сопоставить с OIB, по сравнению с которыми они имеют более высокие содержания большинства микроэлементов при несколько пониженных содержаниях Ta, Nb, U, Th. В спектре распределения редких элементов отмечается также дефицит содержаний Ti и Sr. Рас-

пределение РЗЭ фракционированное, породы обогащены легкими РЗЭ $(\text{La}/\text{Yb})_n \sim 10\text{--}30$. В спектрах РЗЭ пород практически постоянно отмечается слабая отрицательная аномалия $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.8\text{--}0.98$. Эта аномалия, наряду с дефицитом Sr, указывает на то, что в формировании этих пород определенную роль сыграло фракционирование плагиоклаза.

Обедненные базальтоиды демонстрируют смешанные характеристики. Так, среди них выделяются разновидности, геохимические спектры которых близки к таковым для базальтов островных дуг (IAB) (пунктирная линия на рис. 7в). Подобно последним они отличаются не только наиболее глубокой Ta-Nb аномалией, но и пониженными

содержаниями Р, Ti, а также повышенными К и Sr. Содержание РЗЭ в них более низкое, чем в ОИВ, редкие земли фракционированы ($(La/Yb)_n \sim 15-19$) и характеризуются слабо выраженной Eu-аномалией ($Eu/Eu^* = 0.9-1$). Другие разновидности обедненных базальтов (сплошные линии на рис. 7в) характеризуются менее глубокими отрицательными аномалиями Ta и Nb, в них относительно понижены содержания К и Sr и повышено содержание Р. Они также обладают более высокими концентрациями большинства редких элементов, в том числе РЗЭ.

Базальтоиды переходной группы представляют породы с промежуточными геохимическими характеристиками (рис. 7б). Это позволяет рассматривать их как продукт смешения расплавов обедненных и обогащенных базальтоидов или выплавление из смешанного мантийного источника.

Более выразительно особенности взаимодействия разных по составу исходных магм при образовании пород вулканической области прослеживаются на графиках парных корреляций рассеянных элементов (рис. 9). Прежде всего, отметим две линейные последовательности составов, представляющие соответственно породы экструзивного комплекса и группу обедненных базальтов. Как уже отмечалось, первая из них соответствует источнику с характеристиками, близкими к источнику ОИВ-типа. Группа обедненных базальтоидов образует общий тренд с базальтами островных дуг и активных континентальных окраин, что позволяет предполагать для них источник, близкий к IAB-типу. Содержание Nb в этой группе пород находится в обратной зависимости от величины Eu-аномалии (Eu/Eu^* от 0.72 до 1), что указывает на участие процессов фракционирования расплавов в изменении состава пород.

На графике (рис. 9) между полями составов пород, отвечающими разным источникам, сосредоточено большинство составов пород покровного комплекса. Из них составы обогащенных базальтоидов смещены в сторону поля экструзивных базальтоидов. Более того, по ряду зависимостей (Th—Nb, La/Yb—Nb, Th/Yb—Nb) составы обогащенных пород попадают в общие тренды с базальтоидами экструзивного комплекса, что позволяет предполагать определенное сходство их источников. Составы базальтоидов переходной группы занимают промежуточную позицию между обогащенными и обедненными, демонстрируя тем самым их смешанные характеристики.

Отмеченные соотношения позволяют говорить, что магматизм ВМВО контролировался по меньшей мере двумя источниками — близким к ОИВ-типу и близким к IAB-типу. Участие первого было определяющим при образовании щелочных базальтоидов экструзивного комплекса. Источ-

ник, близкий к IAB-типу, был ответственен за образование группы обедненных пород в составе покровного комплекса. По ряду геохимических характеристик обогащенных базальтоидов покровного комплекса их источник можно сопоставить с источником щелочных базальтоидов. Отличия связаны с тем, что в обогащенных базальтоидах содержания Nb и Ta слабо меняются при дифференциации расплавов, сопровождавшейся закономерными изменениями содержания других элементов, а также SiO_2 , Eu/Eu^* , магнезиальности пород. Подобное поведение Nb и Ta указывает на наличие буфера, определяющего предел их концентрации в расплаве. Такую роль могли играть титансодержащие минеральные фазы (например, рутил), являющиеся концентратом указных элементов. Подобное допущение позволяет предположить, что обогащенные базальты были связаны с магмами ОИВ-типа, которые формировались в условиях стабильности рутила.

Предположению о связи обогащенных базальтоидов ВМВО с источником магм ОИВ-типа вполне соответствуют данные о положении их составов на дискриминантных диаграммах (рис. 10). На графиках они укладываются в тренд обогащенных мантийных источников, располагаясь между составами ОИВ и E-MORB. В отличие от них обедненные базальты демонстрируют связь с источником IAB-типа и коровыми источниками магматизма. Подобное распределение составов базальтоидов свидетельствует о том, что в формировании ВМВО участвовали источники, близкие, с одной стороны, к источнику ОИВ-типа, с другой — к источнику субдукционного магматизма.

Кислые магматические породы. Содержания рассеянных элементов в кислых породах ВМВО варьируют в широких пределах, при этом их поведение далеко не всегда является скоррелированным, что, скорее всего, свидетельствует о гетерогенной природе этих пород. Выделяется достаточно большая их группа, в которой с повышением SiO_2 содержание редких элементов снижается и приближается к их содержанию в аплитах и пегматитах, сформированных при анатектическом плавлении коры (тренд 1 на рис. 3). Другие разновидности демонстрируют слабое увеличение содержаний редких элементов в диапазоне средних и умеренно-кислых составов, но в области более кислых составов этот рост сменяется спадом в сторону продуктов анатектического плавления (тренд 2 на рис. 3). Редкое исключение представляют ассоциации пород, в которых увеличение содержаний несовместимых элементов согласуется с изменениями показателей дифференциации расплавов (SiO_2 , Mg#, Eu/Eu^* и др.). Подобные характеристики кислых пород ВМВО позволяют сделать вывод, что в их образовании важную роль играл коровый анатексис, в меньшей степени — про-

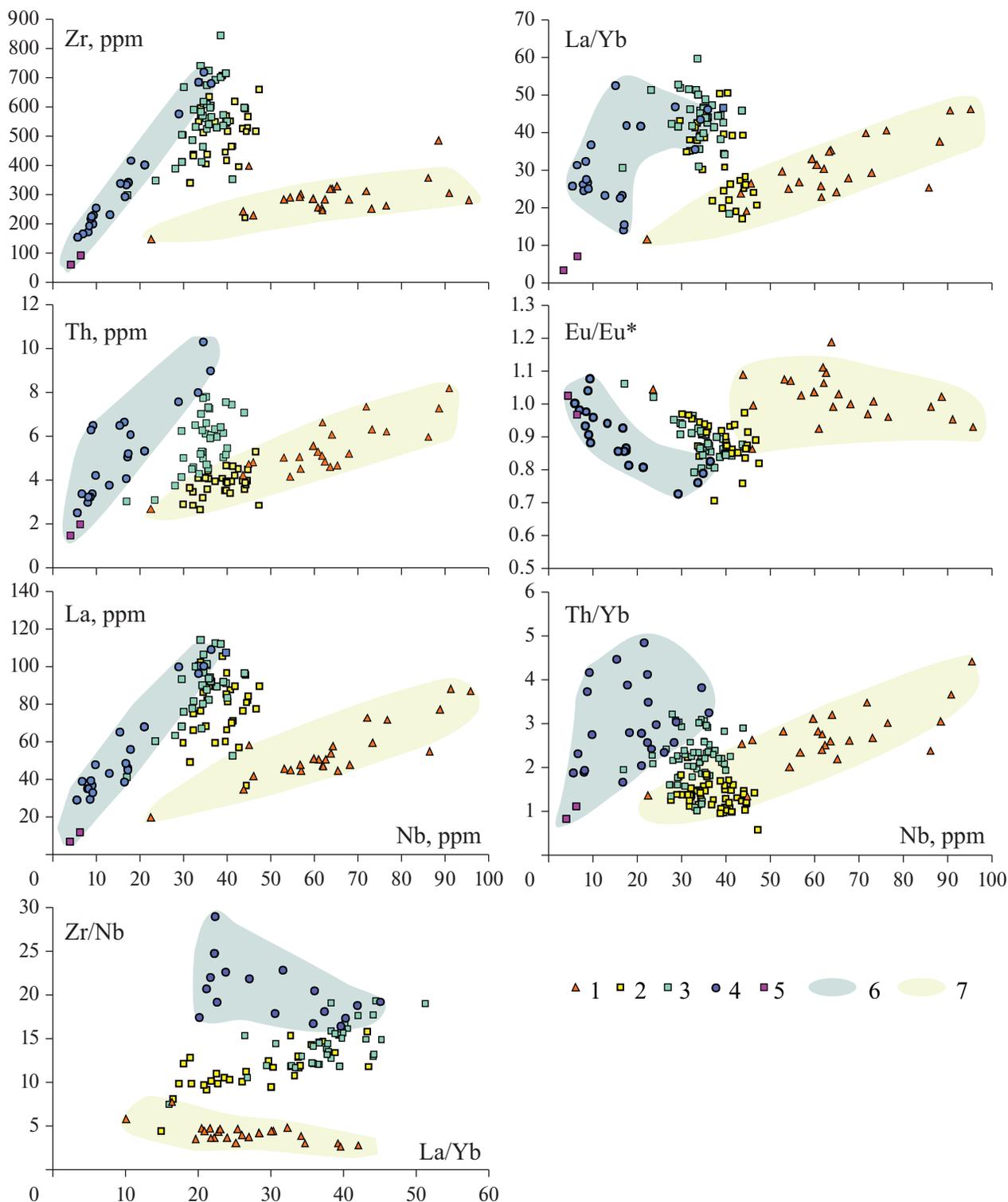


Рис. 9. Вариации содержаний и отношений микроэлементов в базальтоидах Восточно-Монгольской вулканической области.

1 – базальтоиды экструзивного комплекса; 2–4 – базальтоиды покровного комплекса: 2 – обогащенные, 3 – переходные, 4 – обедненные; 5 – средние составы базальтов континентальных и океанических дуг по (Kelemen et al., 2003); 6 – поле составов базальтоидов ВМВО с близкими к IAB геохимическими характеристиками; 7 – то же к OIB.

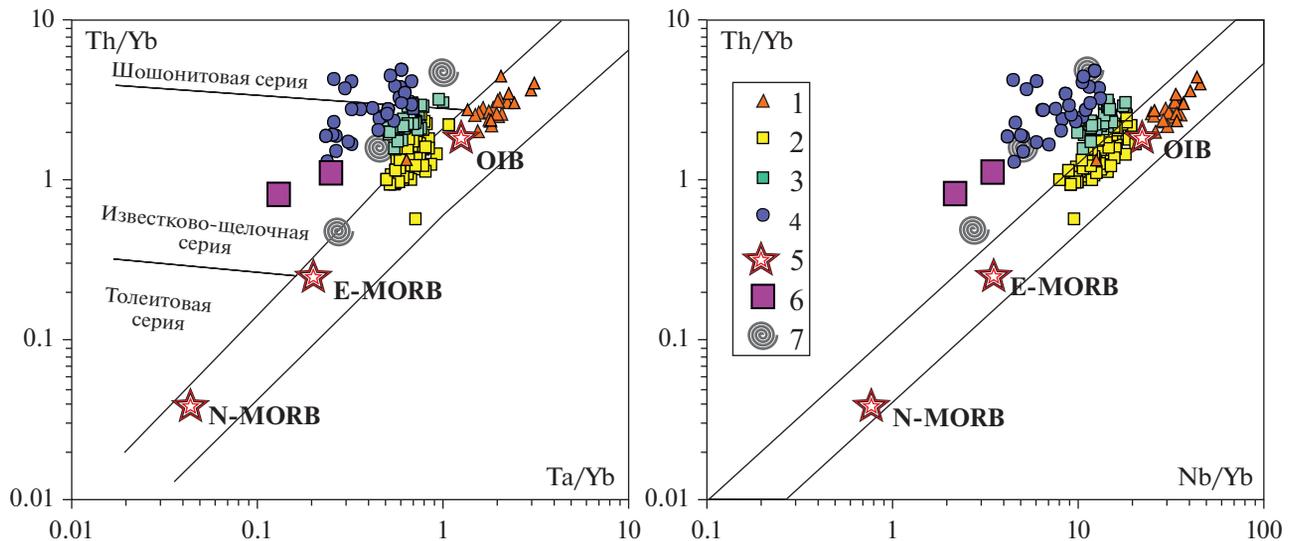


Рис. 10. Положение составов базальтоидов Восточно-Монгольской вулканической области на диаграммах (Pearce, 2008).

1 – щелочные базальтоиды экструзивного комплекса; 2–4 – базальтоиды покровного комплекса: 2 – обогащенные, 3 – переходные, 4 – обедненные; 5–6 – средние составы базальтов из различных мантийных источников: 5 – деплементированных и обогащенных (Sun, McDonough, 1989), 6 – метасоматизированных в надсубдукционных условиях (Kelemen et al., 2003); 7 – средние составы нижней, средней и верхней континентальной коры (Тейлор, Мак-Леннан, 1988).

цессы дифференциации. Очевидно, преобладали процессы смешения анатектических расплавов с продуктами дифференциации базитовых расплавов. Учитывая, что кислые породы появляются после фазы наиболее крупнообъемных базитовых излияний, можно полагать, что анатексис был спровоцирован теплом мафических магм, внедренных в кору.

На дискриминантных диаграммах кислые породы ВМВО образуют рои точек, которые прослеживаются из поля составов гранитов вулканических дуг в поле составов внутриплитных гранитоидов (рис. 11). Подобная двойственность их характеристик вполне согласуется с заключением об участии в формировании области источников, типичных, с одной стороны, для субдукционных, и, с другой стороны, для внутриплитных обстановок.

Положение ВМВО в строении позднемезозойской вулканической провинции Востока Азии

Строение позднемезозойской магматической провинции Востока Азии определяют вулканические области двух типов. В восточной ее части располагаются вулканические пояса, протягивающиеся параллельно конвергентной границе континента и характеризующиеся магматизмом субдукционного типа. В западной части распространены пространственно и структурно не связанные вулканические области, строение которых определяют системы впадин и грабенов, выполненные продуктами основного вулканизма

(Ярмолюк и др., 20196). ВМВО располагается вблизи зоны раздела субпровинций, при этом положение этой границы в определенной степени зависит от того, какой из субпровинций принадлежит рассматриваемая нами область.

Инициация вулканической активности произошла в поздней юре практически одновременно в различных участках провинции, но в дальнейшем она протекала по-разному. Так, к началу раннего мела в пределах Гоби-Алтайской и Западно-Забайкальской областей были сформированы фолит-трахит-сиенитовая и трахибазальт-трахириодацитовая (бимодальная) ассоциации пород повышенной щелочности. В пределах Больше-Хинганского пояса в это же время возникла дифференцированная ассоциация высококалиевых пород (шадоронская серия), варьирующая по составу от шошонитовых базальтов и базальтовых андезитов до трахиандезитов и трахидацитов (Ступак и др., 2018; Сасим, Дриль, 2013). В пределах Восточно-Монгольского пояса позднеюрские породы также присутствуют, но они проявлены фрагментарно и представлены породами шошунит-лагитовой ассоциации, близкой к разновозрастным проявлениям вулканизма в пределах Больше-Хинганского пояса.

Первая половина раннего мела относится ко времени наиболее крупных излияний. В Гоби-Алтайской, Западно-Забайкальской и Восточно-Монгольской областях вулканизм протекал на фоне грабенообразования. Преобладали излияния трахибазальт-трахиандезибазальтового состава, сформирова-

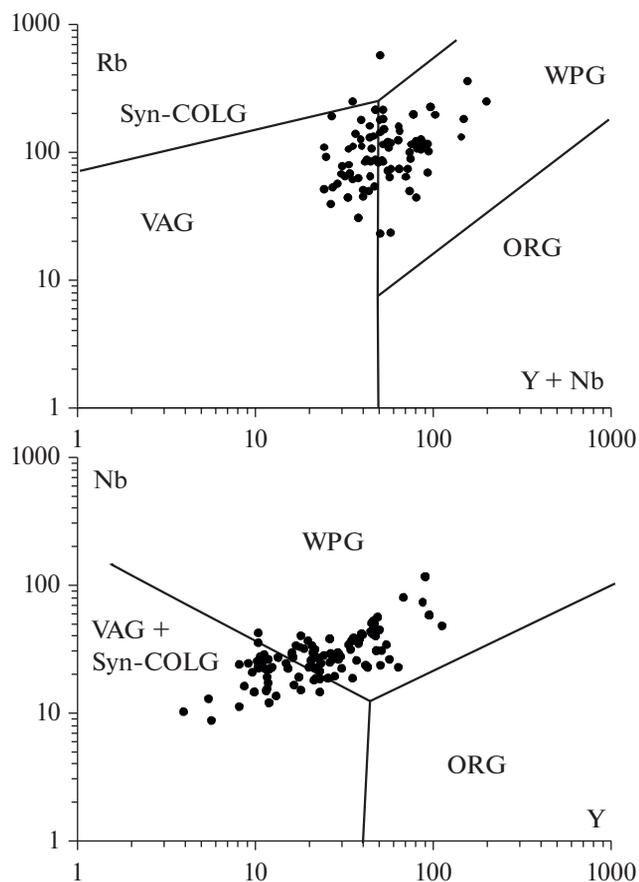


Рис. 11. Положение составов кислых вулканических пород Восточно-Монгольской вулканической области на диаграммах (Pearce, 1984).

WPG – внутриплитные граниты, Syn-COLG – синколлизонные граниты, VAG – граниты вулканических дуг, ORG – граниты океанических хребтов.

ровавшие лавовые толщи мощностью до 1 км и более. Этот цикл извержений завершился вспышкой кислого магматизма, приведшей к образованию небольших вулканов, штоков, куполов и экструзий трахириолитов и онгориолитов (Yarmolyuk et al., 2015). В пределах Больше-Хинганского пояса в первой половине раннего мела возник мощный вулканический чехол, сложенный кислыми вулканическими породами – дацитами, риодацитами, риолитами, их туфами и игнимбритами (Wang et al., 2006).

Во второй половине раннего мела в Гоби-Алтайской, Восточно-Монгольской и Западно-Забайкальской рифтовых областях последовала еще одна вспышка основного вулканизма (Ярмолук и др., 1998; Yarmolyuk et al., 2015). По масштабам она уступала излияниям начала раннего мела, но в структурном отношении наследовала последние и проявилась в тех же грабенах. На заключительных фазах раннемелового цикла в составе магматических продуктов появились ассоциации

пород со щелочными базальтоидами, близкими к OIB-типу (Ярмолук и др., 2019а, 2019б). Более поздние вспышки магматизма, относящиеся к позднему мелу, также представлены щелочными базальтоидами.

В Больше-Хинганском поясе магматизм второй половины раннего мела характеризовался формированием пестрой гаммы пород, варьирующих по составу от трахибазальтов и трахиандезитов до трахидацитов и риолитов (Wang et al., 2006; Wu et al., 2002; Xu et al., 2011; Zhang et al., 2008а, 2008б). Породы участвуют в строении бимодальных вулканических ассоциаций, что наряду с проявлением одновозрастных гранитоидов А-типа, а также отдельных грабенов и комплексов метаморфических ядер (Wang et al., 2006; Wu et al., 2002; Davis et al., 2001) указывает на доминирование в это время режима растяжения. К концу раннего мела магматическая активность в Больше-Хинганской вулканической области прекратилась (Xu et al., 2013; Ying et al., 2010).

Сопоставление вулканических областей из разных частей позднемезозойской вулканической провинции Востока Азии приведено на схеме корреляции (рис. 12). Очевидно, что развитие ВМВО происходило по сценарию, близкому к тому, который определил становление Гоби-Алтайской и Западно-Забайкальской вулканических областей. В ее пределах в начале раннего мела также протекали процессы грабенообразования, сопровождавшиеся крупнообъемными излияниями лав основного состава. Ранний цикл базальтовых излияний завершился в конце первой половины раннего мела проявлениями кислого магматизма. Во второй половине раннего мела последовала новая серия излияний основных лав, в конце которой, так же как в Гоби-Алтайской и Западно-Забайкальской областях, возникли комплексы пород с участием щелочных базальтоидов. Магматизм щелочно-базальтоидного состава стал доминирующим на более поздних стадиях его проявления в позднем мелу и раннем кайнозое.

В отличие от этих областей Больше-Хинганский пояс характеризовался иным стилем развития. Если в Гоби-Алтайской, Восточно-Монгольской и Западно-Забайкальской областях преобладали основные и щелочные породы, сформированные в условиях рифтогенеза, то в строении Больше-Хинганского пояса преобладали высококремнистые породы известково-щелочной и шошонит-латитовой ассоциаций (Ярмолук и др., 2019б), типичные для обстановок конвергентных границ. Режим развития Больше-Хинганского пояса изменился только во второй половине раннего мела, и в его пределах стали формироваться грабены, сопровождаемые проявлениями бимодального вулканизма и гранитоидов А-типа (Davis et al.,

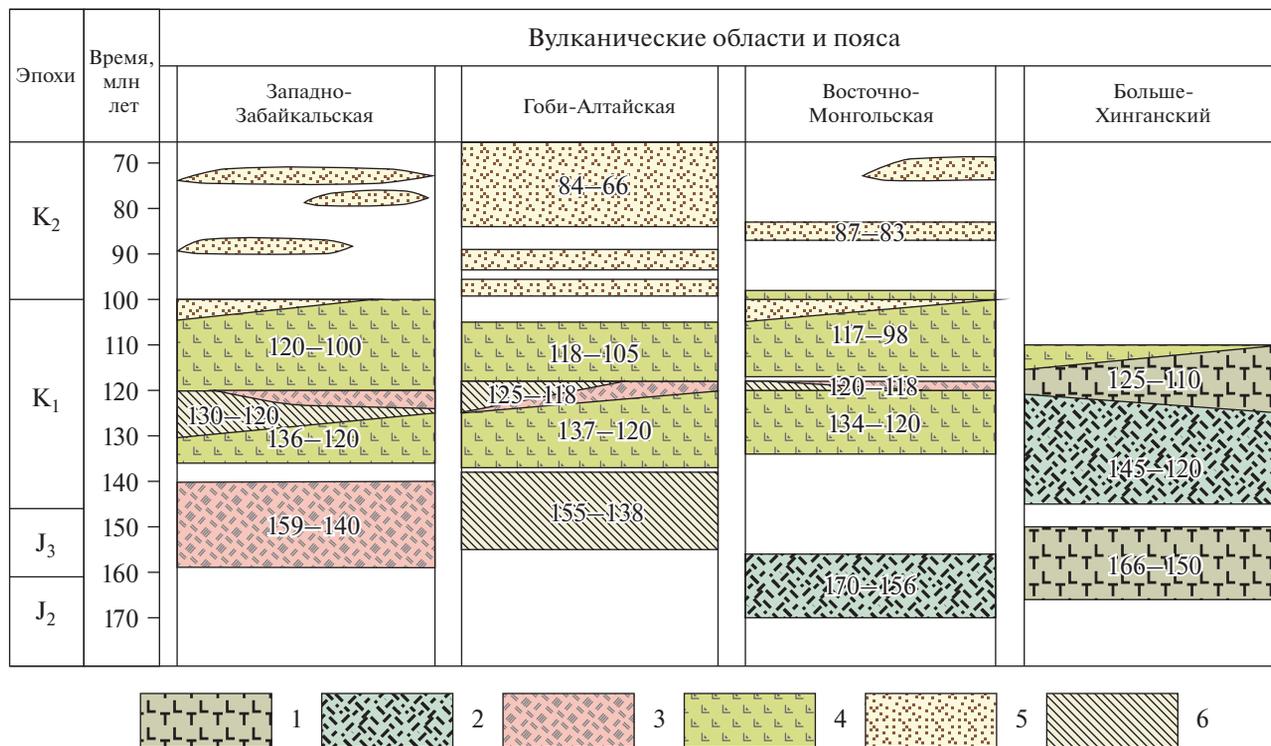


Рис. 12. Схема корреляции магматизма в вулканических областях и поясах позднемезозойской магматической провинции Востока Азии. 1–6 – магматические комплексы: 1 – дифференцированный андезит-дацит-риолитовый, 2 – шошонит-латитовый и трахириолитовый, 3 – трахит-трахириодацитовый, 4 – трахибазальт-трахиандезиобазальтовый, 5 – щелочно-базальтоидный, 6 – фолонит-трахит-трахириолитовый с карбонатитами.

2001; Wang et al., 2006; Wu et al., 2002). На рубеже ~110 млн лет магматическая активность в пределах Больше-Хинганского пояса завершилась в результате смещения ее центров к востоку, где были сформированы вулканические цепи в хребтах Малого Хингана–Чжангуанцайлин и Сихоте-Алиня (Ханчук, 2006; Xu et al., 2013; Емельянова и др., 2020).

Отмеченные черты сходства и различия в формировании ВМВО и других вулканических областей провинции отчетливо прослеживаются в составах магматических ассоциаций. В вулканических ассоциациях областей западной части провинции среди продуктов раннемелового магматизма преобладают трахибазальты и трахиандезиобазальты, характеризующиеся повышенными содержаниями TiO₂ (>1.7 мас. %) и P₂O₅ (>0.8 мас. %) (Ярмолюк и др., 2019б). В строении Больше-Хинганского пояса наряду с основными широко развиты также средние породы – андезиты и андезидациты. Основные породы характеризуются невысокими содержаниями TiO₂ (<1.7 мас. %) и P₂O₅ (<0.8 мас. %), в то же время по сравнению с базитами западной части провинции они являются более магниезальными и менее железистыми (рис. 8).

Геохимические характеристики основных и средне-основных пород разных областей сопоставлены на спайдерграммах (рис. 13). Очевидно, что составы основных пород Гоби-Алтайской и Западно-Забайкальской областей вполне соответствуют составам обогащенных и промежуточных базитов ВМВО. Они обладают повышенными содержаниями большинства несовместимых элементов и от состава источника ОИВ-типа отличаются пониженными содержаниями Ti, Sr, Ta, Nb и повышенными R3Э, особенно легкими и Ba. Кроме того, в них обычно отмечается слабая отрицательная Eu-аномалия. Индикаторной особенностью спектров пород Гоби-Алтайской и Западно-Забайкальской областей является слабо выраженное фракционирование в ряду Th, U, Nb и Ta, подчеркиваемое, например, незначительными вариациями отношения (Th/Nb)_n от 0.4 до 1.6. Очевидно, что эти параметры полностью согласуются с вышеприведенными характеристиками обогащенных и промежуточных базальтов покровного комплекса ВМВО.

Особенно следует отметить появление в конце раннего мела в составе вулканических областей западной части магматической провинции магматических ассоциаций с участием щелочных базальтоидов, геохимические параметры которых отвечают источникам ОИВ-типа. Они появляются

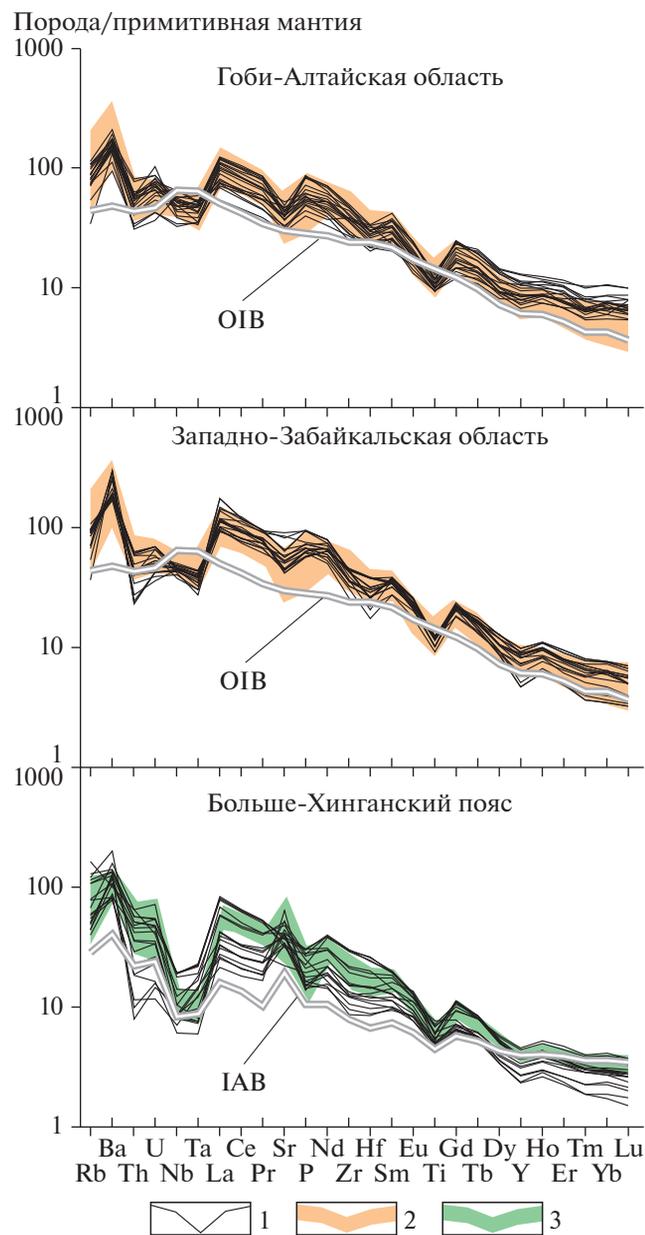


Рис. 13. Сравнительная геохимическая характеристика основных пород Восточно-Монгольской, Гоби-Алтайской и Западно-Забайкальской вулканических областей (Ярмолук и др., 1998; Yarmolyuk et al., 2015) и вулканического пояса Большого Хингана (Zhang et al., 2008a, 2008b).

1 – индивидуальные спектры пород, 2 – поле составов обедненных базальтоидов покровного комплекса ВМВО, наиболее близких к IAB, 3 – поле составов обогащенных и промежуточных базальтоидов покровного комплекса ВМВО. Составы OIB и IAB по (Sun, McDonough, 1989; Kelemen et al., 2003).

в интервале между 105 и 95 млн лет назад и становятся преобладающими с этого времени (Ярмолук и др., 1995, 2019a).

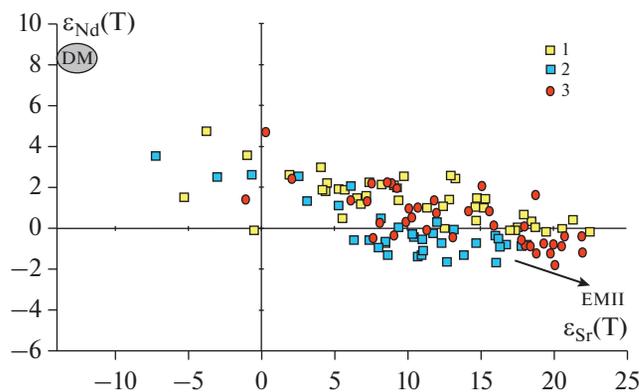


Рис. 14. Изотопные составы основных пород вулканических областей западной части позднемезозойской вулканической провинции Востока Азии. Вулканические области: 1 – Гоби-Алтайская (Yarmolyuk et al., 2015), 2 – Западно-Забайкальская (Ярмолук и др., 1998), 3 – Восточно-Монгольская.

Основные породы Больше-Хинганского пояса отличаются от пород вулканических областей западной части провинции относительно пониженными содержаниями большинства несовместимых элементов (рис. 13). Спектры распределения редких элементов в них несут отчетливые субдукционные метки, приближаясь по ряду индикаторных показателей к составу источника IAB-типа (Kelemen et al., 2003). Они демонстрируют четко выраженный Ta-Nb минимум, пониженные содержания тяжелых редкоземельных элементов, повышенные – Sr и Th. По геохимическим характеристикам они близки к обедненным базальтоидам ВМВО.

Базальтоиды рифтовых зон близки между собой и по изотопным характеристикам (рис. 14). На графике в координатах $\epsilon_{Sr}(T)$ – $\epsilon_{Nd}(T)$ их изотопные составы образуют общее линейно вытянутое поле, которое прослеживается вдоль границы, разделяющей I и IV квадранты изотопной диаграммы во II квадрант диаграммы. Такое распределение составов позволяет предполагать участие в их формировании, с одной стороны, умеренно деплетированного мантийного компонента, с другой – обогащенного компонента, в первую очередь, радиогенным стронцием, который обычно сопоставляется с обогащенным мантийным источником EMII. Если первый из этих компонентов можно сопоставить с источником OIB-типа, то второй, скорее всего, отвечал литосферному или коровому компоненту, участвовавшему в магмообразовании (Комарицына и др., 2018; Лебедев и др., 2020; Парфенов и др., 2019).

Проведенные сопоставления свидетельствуют о высокой степени родства магматизма ВМВО с магматизмом Гоби-Алтайской и Западно-Забайкальской рифтовых областей. Отличие ВМВО от Больше-Хинганского вулканического пояса

определялось, прежде всего, существенно базитовым характером магматизма и связью с процессами рифтогенеза. В то же время в начальный (позднеюрский) этап развития ВМВО в ее пределах формировались породы, близкие по своим характеристикам к одновозрастным с ними породам Больше-Хинганского вулканического пояса.

*Условия магмообразования
и обстановка формирования ВМВО*

Магматизм рифтовых областей позднемезозойской магматической провинции Востока Азии по ряду геохимических показателей отличается от магматизма внутри кратонных рифтовых зон, таких как Восточно-Африканская рифтовая система. Их основные породы обогащены редкими элементами, прежде всего РЗЭ, но имеют относительно пониженные содержания Та и Nb. В ходе эволюции магматизма этих областей состав его базитовых продуктов изменялся в сторону постепенного сокращения относительного дефицита Та и Nb (Ярмолюк и др., 1998, 2019а). В результате их более поздние проявления были близки к составу источника ОИВ-типа. Такое изменение геохимических особенностей магматизма в ходе формирования рифтовых зон было объяснено особенностями взаимодействия вещества плюма с литосферной мантией в основании вулканической провинции (Ярмолюк и др., 1998, 2019б; Yarmolyuk et al., 2015).

Результаты, полученные при изучении ВМВО, дают дополнительную информацию для понимания природы источников магматизма рифтовых областей позднемезозойской провинции. Как уже отмечалось, в образовании основных пород ВМВО участвовали по меньшей мере два крайних по составу источника базитовых магм — один, близкий к базальтам ОИВ-типа, другой — IAB-типа. При этом для большей части пород области свойственны составы, занимающие промежуточное положение между этими крайними составами и разделенные, согласно указанным выше критериям, на группы обогащенных и переходных базитов. Обогащенные базиты тяготеют к тренду щелочных базальтоидов экстрезивного комплекса (рис. 9). Между ними существуют и определенные геологические связи, причем, и те и другие участвуют в строении общих вулканических полей в северо-восточной части вулканических грабенов долин рек Онон и Улдза, в пределах которых не зафиксированы базальтоиды IAB-типа.

Отметим важную возрастную последовательность изменения состава базитовых вулканических ассоциаций, участвующих в строении ВМВО. В первой половине раннего мела в их составе участвовали обедненные, промежуточные и обогащенные разновидности базальтоидов; во второй половине раннего мела — обогащенные и

промежуточные базиты; в конце раннего мела и начале позднего мела к обогащенным базитам добавились щелочные базальтоиды, которые становятся доминирующими в позднем мелу и раннем кайнозое. Такая смена составов основных пород отражает постепенное вытеснение из источника расплава островодужного компонента и усиление влияния внутриплитного компонента.

Для понимания механизмов, определивших подобную смену состава вулканических ассоциаций во времени, следует учитывать: во-первых, что базиты покровного комплекса являются продуктами глубокой дифференциации исходных магм ($Mg\# < 0.4$, обычно присутствующая слабо отрицательная Eu-аномалия), во-вторых, что обогащенные базиты характеризуются более или менее стабильным содержанием Nb (28–46 г/т) при значительных вариациях других элементов (рис. 9). Эти показатели указывают на наличие промежуточных камер, в которых происходила дифференциация исходных магм, а также на то, что эта дифференциация протекала в условиях буферирования содержания Nb в расплаве. Последнее могло происходить в условиях повышенных содержаний воды, определивших сохранение в рестите титансодержащих минеральных фаз (рутила, ильменита), являющихся концентраторами Nb. Во время формирования вулканической области такие условия в литосфере и в подлитосферной мантии региона были вполне вероятными, так как территория Восточной Монголии на протяжении мезозоя находилась под постоянным воздействием субдукционных процессов, протекавших в ранней и средней юре со стороны Монголо-Охотского океана (Yang et al., 2015; Zhang et al., 2014) и в поздней юре — раннем мелу со стороны Тихого океана (Ханчук, 2006).

Можно предполагать, что основную роль в формировании основных пород ВМВО играли магмы мантийного плюма ОИВ-типа. При подъеме они взаимодействовали с субдукционно преобразованной мантией мантийного клина и литосферы. Специфический характер дифференциации расплавов в условиях повышенной активности воды мог способствовать образованию базитов с обогащенными характеристиками. Воздействие горячих магм мантийного плюма на мантию мантийного клина должно было способствовать ее плавлению и образованию расплавов IAB-типа. Смешение обогащенных и анатектических расплавов дало начало базальтоидам промежуточного состава. С течением времени мантия в основании ВМВО претерпевала истощение в отношении несовместимых элементов, в первую очередь воды, которая извлекалась при магмообразовании. Это должно было привести к постепенному вытеснению из состава магматических источников компонента IAB-типа. В итоге это определило эволюцию состава магм: вначале в сторону домини-

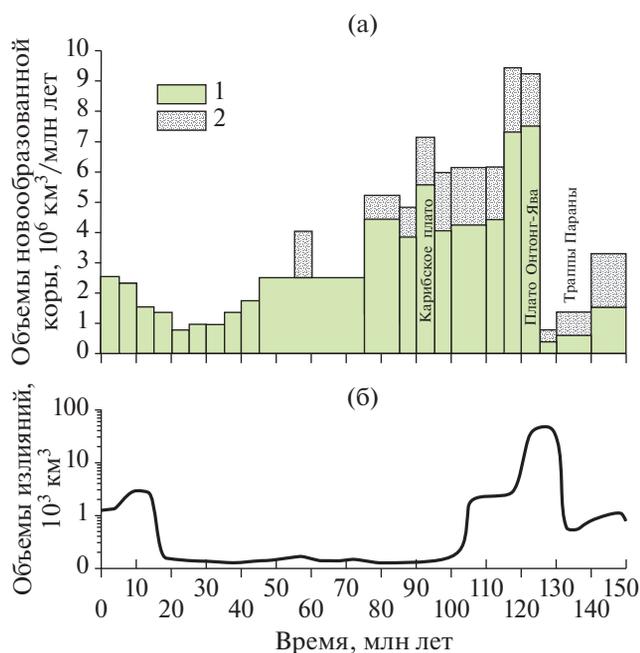


Рис. 15. Корреляция этапов магматической активности глобальной системы мантийных плюмов в интервале 0–150 млн лет (Larson, Olson, 1991) (а) и внутриплитного магматизма позднемезозойской–кайнозойской вулканической провинции Востока Азии (Ярмолюк и др., 1995, 2019б) (б).

1 – океанические плато, подводные горы и траппы;
2 – субдуцированная часть Тихоокеанских плато.

рования обогащенных базитов, а затем и к появлению базитов ОИВ-типа.

Вопрос о причине появления обогащенного источника в основании региона следует оценивать с позиций общего формирования позднемезозойской магматической провинции Востока Азии. Нами было показано (Ярмолюк и др., 2019б), что провинция возникла при одновременном проявлении в ее пределах конвергентных и плюмовых процессов. Конвергентные процессы определяли развитие восточной окраины континента. Внутриплитный режим развития внутренних участков континента стал результатом плюмовой активности, которая проявилась в глобальном масштабе в меловом периоде. К этому выводу приводит согласованность в проявлениях внутриплитной активности в пределах Востока Азии и в целом на Земле (рис. 15). В пределах провинции наибольшие объемы излияний так же, как и основная фаза грабенообразования, пришлись на интервал 135–120 млн лет. Этот интервал согласуется со временем образования траппов Параны-Этендека и плато Онтонг-Ява, расположенных в противоположных сегментах Земли, и, таким образом, указывает на глобальный характер мантийной активности. В Тихоокеанском ее секторе, приближенном к юго-восточной окраи-

не Азиатского континента, в это время активизируется Тихоокеанский суперплюм (Utsunomiya et al., 2007), соседство с которым позволяет связать внутриплитную активность в Центральной Азии с одним из его ответвлений. По времени эти процессы оказались близкими к закрытию Монголо-Охотского океана и к заложению активной континентальной окраины на границе с Тихим океаном. Совмещение этих разных по геодинамической природе процессов в Восточно-Азиатском сегменте Земли стало причиной формирования здесь сложной геодинамической обстановки. Возможно, в наибольшей степени двойственный характер этой обстановки проявился в области формирования ВМВО и Больше-Хинганского вулканического пояса. В развитии ВМВО влияние субдукционных источников магматизма сказалось на составе магматических продуктов ранних этапов формирования области. А участие мантийного плюма в формировании Больше-Хинганского вулканического пояса становится заметным, начиная с конца первой половины раннего мела (Sun et al., 2013; Xu et al., 2013; Wu et al., 2002).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Восточно-Монгольская вулканическая область является одной из крупных вулканических областей, участвующих в строении позднемезозойской вулканической провинции Востока Азии. По своему строению, особенностям развития и составу магматических продуктов она подобна другим вулканическим областям, возникшим во внутриконтинентальной части провинции. Ее формирование началось в раннем мелу и продолжалось с перерывами, по меньшей мере до конца позднего мела. В развитии пояса выделяется ряд этапов.

Основные структурообразующие события протекали в начале раннего мела, начиная с рубежа ~135 млн лет. Был сформирован структурный каркас области, определяемый системой впадин и грабенов северо-восточного простирания, произошли излияния лав основного состава, сформировавшие лавовый чехол большой мощности. Эта фаза вулканизма завершилась в конце первой половины раннего мела проявлениями кислого магматизма в форме скопления крупных экстрезий, небольших вулканов центрального типа и лавовых куполов. Во второй половине раннего мела была сформирована верхняя часть лавовых толщ. К окончанию этой фазы вулканизма приурочены также проявления щелочных базальтоидов, сформировавших в северо-восточной части вулканической области небольшой ареал щелочного магматизма. В позднем мелу вулканическая активность в пределах области резко сократилась и была ограничена только западной ее границей,

где возникли многочисленные субвулканические и экстрезивные тела щелочных базальтоидов.

Среди магматических продуктов области преобладают породы основного состава. Их геохимические особенности свидетельствуют по меньшей мере о двух типах магм, связанных с различными источниками. Один из них близок к расплавам IAB-типа, а другой – OIB-типа. Преобладают породы с промежуточными характеристиками, указывающими на взаимодействие магм или их источников в процессе магнообразования.

Кислые магматические породы области в основном являются продуктами анатектического плавления коры, а также производными от взаимодействия таких анатектических расплавов с дифференциатами базальтоидов.

Предложена модель формирования Восточно-Монгольской вулканической области в сложной геодинамической обстановке, определяемой воздействием мантийного плюма на участок литосферы, находящегося под воздействием субдукционных процессов. Взаимодействие таких разных по природе механизмов магнообразования определило специфику магматической эволюции области. Ее отличительной особенностью стало заметное участие метасоматизированного в надсубдукционных условиях мантийного источника на ранних стадиях магматизма и определяющий вклад обогащенного источника на поздних стадиях развития области. Изменения в составе магматического расплава связываются с особыми условиями эволюции магм мантийного плюма в среде, представленной субдукционно измененной мантией мантийного клина и литосферы. Тепловое воздействие плюма на такую мантию провоцировало анатектическое плавление последней с образованием расплавов IAB-типа. Последующее взаимодействие обогащенных базальтоидов плюма с расплавами измененной мантии способствовало появлению пород промежуточного состава. Со временем измененная мантия теряла свои высоко несовместимые компоненты, в первую очередь воду, и утратила возможность продуцировать анатектические расплавы. Это привело к доминированию обогащенного источника базальтоидов на поздних стадиях развития области.

Источники финансирования. Работа выполнена в ИГЕМ РАН и ИГГД РАН в рамках Государственных заданий № 0136-2019-0012 и № 0153-2019-0005, а также при финансовой поддержке РФФИ и МКОНСМ (проекты №№ 18-55-91004, 20-05-00401).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Берзина А.П., Берзина А.Н., Гимон В.О. и др. Шахтаминская Мо-порфирировая рудно-магматическая система (Восточное Забайкалье): возраст, источники, генети-

ческие особенности // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. С. 764–786.

Геологические формации Монголии. М.: Изд-во “Шар”, 1995. 179 с.

Гордиенко И.В., Медведев А.А., Горнова М.А. и др. Геохимические, геохронологические и геодинамические особенности магматизма Харагольского террейна (Северная Монголия) // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. С. 365–379.

Гордиенко И.В., Минина О.Р., Ветлужских Л.И. и др. Хэнтей-Даурская складчатая система Монголо-Охотского пояса (магматизм, седиментогенез, геодинамика) // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9. С. 1063–1097.

Емельянова Т.А., Петрищевский А.М., Изосов Л.А. и др. Позднемезозойско-кайнозойские этапы вулканизма и геодинамика Японского и Охотского морей // Петрология. 2020. Т. 28. № 5. С. 468–481.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР: Кн. 1. М.: Недра, 1990. 328 с.

Зорин Ю.А., Скляр Е.В., Мазукабзов А.М., Беличенко В.Г. Комплексы метаморфических ядер и раннемеловой рифтогенез в Забайкалье // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. С. 1574–1584.

Карта геологических формаций Монгольской Народной Республики. Масштаб 1:1500000. Ред. А.Л. Яншин. М.: ГУГК СССР, 1989.

Комарицына Т.Ю., Ярмолюк В.В., Воронцов А.А. Роль коровой контаминации в раннемеловом магматизме Западно-Забайкальской рифтовой области // Докл. АН. 2018. Т. 481. С. 302–306.

Козаков И.К., Козловский А.М., Ярмолюк В.В. и др. Геодинамические обстановки формирования поли- и мнометаморфических комплексов Южно-Алтайского метаморфического пояса, Центрально-Азиатский складчатый пояс // Петрология. 2019. Т. 27. № 3. С. 223–257.

Лебедев В.А., Вашакидзе Г.Т., Парфенов А.В., Якушев А.И. Происхождение адакитовых магм в молодых зонах континентальной коллизии на примере плиоценового дацитового вулканизма Ахалкалакского лавового плато (Джавахетское нагорье, Малый Кавказ) // Петрология. 2020. Т. 28. № 3. С. 327–351.

Литвиновский Б.А., Ярмолюк В.В., Занвилевич А.Н. и др. Источники и условия формирования гранитных пегматитов Ошурковского щелочно-монцитонитового массива, Забайкалье // Геохимия. 2005. № 12. С. 1251–1270.

Мартинсон Г.Г., Шувалов В.Ф. Стратиграфическое расчленение юры и мела Юго-Восточной Монголии // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1973. С. 139–143

Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монголии. М.: Наука, 1975. 307 с.

Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртоого О. Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеанская геология. 1999. Т. 18. С. 24–43.

Парфенов А.В., Лебедев В.А., Чернышев И.В. и др. Петролого-геохимические характеристики лав, источники и эволюция магматических расплавов Казбекского неовулканического центра (Большой Кавказ) // Петрология. 2019. Т. 27. № 6. С. 658–689.

- Пертяжко И.С., Савина Е.А., Дриль С.И.* Трахибазальт-трахит-трахириолитовый раннемеловой вулканизм Нилгинской депрессии (Центральная Монголия): источники и эволюция состава магм в условиях континентального рифтогенеза // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. С. 2101–2128.
- Пертяжко И.С., Савина Е.А., Сук Н.И. и др.* Эволюция состава фторидно-кальциевого расплава по экспериментальным данным и процессы образования флюорита в риолитах (Центральная Монголия) // Петрология. 2020. Т. 28. № 3. С. 254–279.
- Руженцев С.В., Некрасов Г.Е.* Тектоника Агинской зоны (Монголо-Охотский пояс) // Геотектоника. 2009. № 1. С. 39–58.
- Саватенков В.М., Козловский А.М., Ярмолук В.В. и др.* Rb и Nd изотопная систематика гранитоидов Озёрной зоны Монгольского и Гобийского Алтая как отражение процессов корообразования в Центрально-Азиатском орогенном поясе // Петрология. 2020. Т. 28. № 5. С. 451–467.
- Сасим С.А., Дриль С.И.* Геохимия и Sr-Nd изотопная систематика пород шошонитовой и трахибазальтовой серий на примере мезозойских вулканитов Ингодинской, Усуглинской и Александрово-Заводской рифтогенных впадин Восточного Забайкалья // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы совещания. Вып. 11. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2013. С. 202–204.
- Скляров Е.В., Мазукабзов А.М., Мельников А.И.* Комплексы метаморфических ядер кордильерского типа. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1997. 182 с.
- Сорокин А.А., Пономарчук В.А., Сорокин А.П., Козырев С.К.* Геохронология и корреляция мезозойских магматических образований северной окраины Амурского супертеррейна // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2004. Т. 12. С. 36–52.
- Ступак Ф.М., Кудряшова Е.А., Лебедев В.А., Гольцман Ю.В.* Структура, состав и условия формирования раннемелового Монголо-Восточно-Забайкальского вулканического пояса на примере Дурулгуй-Торейского района (Южное Забайкалье, Россия) // Вулканология и сейсмология. 2018. № 1. С. 35–47.
- Ступак Ф.М., Ярмолук В.В., Кудряшова Е.А.* Поздне-мезозойский вулканизм Усть-Карской впадины (Восточное Забайкалье) и его соотношения с магматизмом Больше-Хинганского и Восточно-Монгольского вулканических поясов // Геология и геофизика. 2020. Т. 61. С. 19–33.
- Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М.* Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.
- Фрих-Хар Д.И., Лучицкая А.И.* Поздне-мезозойские вулканы и связанные с ними гипабиссальные интрузивы Монголии. М.: Наука, 1978. 157 с.
- Ханчук А.И.* (ред.). Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. Кн. 1 и 2. Владивосток: Дальнаука, 2006. 981 с.
- Чернышев И.В., Лебедев В.А., Аракелянц М.М.* К-Аг датирование четвертичных вулканитов: методология и интерпретация результатов // Петрология. 2006. Т. 14. № 1. С. 69–89.
- Шувалов В.Ф.* Палеогеография и история развития озерных систем Монголии в юрское и меловое время // Мезозойские озерные бассейны Монголии. Ленинград: Наука, 1982. С. 18–80.
- Ярмолук В.В., Коваленко В.И., Иванов В.Г.* Внутриплитная поздне-мезозойская–кайнозойская вулканическая провинция Центральной–Восточной Азии – проекция горячего поля мантии // Геотектоника. 1995. № 5. С. 41–67.
- Ярмолук В.В., Иванов В.Г., Коваленко В.И.* Источники внутриплитного магматизма Западного Забайкалья в поздне-мезозое–кайнозое (на основе геохимических и изотопных данных) // Петрология. 1998. Т. 6. № 2. С. 115–138.
- Ярмолук В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б. и др.* Тектоно-магматическая зональность, источники магматических пород и геодинамика раннемезозойской Монголо-Забайкальской области // Геотектоника. 2002. № 4. С. 42–63.
- Ярмолук В.В., Кудряшова Е.А., Козловский А.М.* Поздние стадии развития поздне-мезозойской Восточно-Монгольской вулканической области: возраст и состав вулканических пород // Докл. АН. 2019а. Т. 487. С. 283–288.
- Ярмолук В.В., Никифоров А.В., Козловский А.М., Кудряшова Е.А.* Поздне-мезозойская магматическая провинция востока Азии: строение, магматизм и условия формирования // Геотектоника. 2019б. № 4. С. 60–77.
- Badarch G., Cunningham D.W., Windley B.F.* A new terrane subdivision for Mongolia: Implications for the Phanerozoic crustal growth of Central Asia // J. Asian Earth Sci. 2002. V. 21. P. 87–110.
- Bars A., Miao L., Fochin Z. et al.* Petrogenesis and tectonic implication of the Late Mesozoic volcanic rocks in East Mongolia // Geological J. 2018. V. 53. P. 2449–2470.
- Bazhenov M.L., Kozlovsky A.M., Yarmolyuk V.V. et al.* Late Paleozoic paleomagnetism of South Mongolia: Exploring relationships between Siberia, Mongolia and North China // Gondw. Res. 2016. V. 40. P. 124–141.
- Cogné J.-P., Kravchinsky V.A., Halim N., Hankard F.* Late Jurassic–Early Cretaceous closure of the Mongol–Okhotsk Ocean demonstrated by new Mesozoic palaeomagnetic results from the Trans-Baikal area (SE Siberia) // Geoph. J. Int. 2005. V. 163. P. 813–832.
- Daoudene Y., Gapais D., Ledru P.* The Ereendavaa Range (north-eastern Mongolia): an additional argument for Mesozoic extension throughout eastern Asia // Int. J. Earth Sci. 2009. V. 98. P. 1381–1393.
- Daoudene Y., Ruffet G., Cocherie A. et al.* Timing of exhumation of the Ereendavaa metamorphic core complex (north-eastern Mongolia) – U-Pb and ⁴⁰Ar/³⁹Ar constraints // J. Asian Earth Sci. 2013. V. 62. P. 98–116.
- Dash B., Ying A., Jiang N. et al.* Petrology, structural setting, timing, and geochemistry of Cretaceous volcanic rocks in eastern Mongolia: Constraints on their tectonic origin // Gondw. Res. 2015. V. 27. P. 281–299.
- Davis G.A., Yadong Z., Cong W. et al.* Mesozoic tectonic evolution of the Yanshan fold and thrust belt, northern China // Eds. M. Hendrix, G. Davis, Paleozoic and Mesozoic Tectonic Evolution of Central Asia: From Continental Assembly to Intracontinental Deformation. Geol. Soc. Amer. Memoir. 2001. V. 194. P. 171–197.

- Dobrolubov B.A., Filippova I.B.* The geology, rock chemistry, and fluorine mineralizations of north west part, Eastern Mongolian rift belt // Ed. N.A. Marinov, *Geology and Mineral Resources of Mongolia*, M.: Nedra Press, 1990. V. 3. P. 108–123.
- Graham S.A., Hendrix M.S., Johnson C.L. et al.* Sedimentary record and tectonic implications of Mesozoic rifting in southeast Mongolia // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 2001. V. 113. P. 1560–1579.
- Hasegawa H., Ando H., Hasebe N. et al.* Depositional ages and characteristics of Middle–Upper Jurassic and Lower Cretaceous lacustrine deposits in southeastern Mongolia // *Island Arc.* 2018. V. 27. P. 1–17.
- Jerzykiewicz T., Russell D.A.* Late Mesozoic stratigraphy and vertebrates of the Gobi basin // *Cretaceous Res.* 1991. V. 12. P. 345–377.
- Johnson C.L., Graham S.A.* Sedimentology and reservoir architecture of a synrift lacustrine delta, southeastern Mongolia // *J. Sedimentary Res.* 2004. V. 74. P. 786–804.
- Kelemen P.B., Hanghøj K., Greene A.R.* One view of the geochemistry of subduction-related magmatic arcs, with an emphasis on primitive andesite and lower crust // *Treatise on Geochemistry*. Amsterdam: Elsevier, 2003. V. 3: The Crust. P. 593–659.
- Kravchinsky V.A., Cogné J.-P., Harbert W., Kuzmin M.I.* Evolution of the Mongol–Okhotsk Ocean with paleomagnetic data from the suture zone // *Geoph. J. Int.* 2002. V. 148. P. 34–57.
- Larson R.L., Olson P.* Mantle plumes control magnetic reversal frequency // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1991. V. 107. P. 437–447.
- Nikiforov A.V., Yarmolyuk V.V.* Late Mesozoic carbonatite provinces in Central Asia: Their compositions, sources and genetic settings // *Gondw. Res.* 2019. V. 69. P. 56–72.
- Pearce J.A.* Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust // *Lithos.* 2008. V. 100. P. 14–48.
- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G.* Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // *J. Petrol.* 1984. V. 25. P. 956–983.
- Sheldrick T.C., Barry T.L., Millar I.L. et al.* Evidence for southward subduction of the Mongol–Okhotsk oceanic plate: Implications from Mesozoic adakitic lavas from Mongolia // *Gondw. Res.* 2000. V. 79. P. 140–156.
- Shuvalov V.F.* The Cretaceous stratigraphy and palaeobiogeography of Mongolia // Eds. M.J. Benton, M.A. Shishkin, D.M. Unwin, E.N. Kurochkin. *The Age of Dinosaurs in Russia and Mongolia*. Cambridge: Cambridge University Press, 2000. P. 256–278.
- Sun S.S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes // *Geol. Soc. London Spec. Publ.* 1989. V. 42. P. 313–345.
- Sun M.D., Chen H.L., Zhang F.Q. et al.* A 100 Ma bimodal composite dyke complex in the Jiamusi Block, NE China: An indication for lithospheric extension driven by Paleo-Pacific roll-back // *Lithos.* 2013. V. 162. P. 317–330.
- Tanaka T., Kamioka H., Togashi S., Dragusanu C.* JNdi-1: A neodymium isotopic reference in consistency with LaJolla neodymium // *Chem. Geol.* 2000. V. 168. P. 279–281.
- Tectonic map of Northern, Central and Eastern Asia. St. Petersburg: VSEGEI Printing House, 2014.
- Utsunomiya A., Ota T., Windley B.F. et al.* History of the Pacific superplume: implications for Pacific paleogeography since the Late Proterozoic // Eds. D.A. Yuen, S. Maruyama, S. Karato, B.F. Windley. *Superplumes: beyond plate tectonics*. New York: Springer, 2007. P. 363–408.
- Wang F., Zhou X.H., Zhang L.X. et al.* Late Mesozoic volcanism in the Greater Xing’an Range (NE China): timing and implications for the dynamics setting of NE Asia // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2006. V. 251. P. 179–198.
- Wu F.Y., Sun D.Y., Li H.M. et al.* A-type granites in north-eastern China: age and geochemical constraints on their petrogenesis // *Chem. Geol.* 2002. V. 187. P. 143–173.
- Wu F.Y., Lin J.Q., Wilde S.A. et al.* Nature and significance of the Early Cretaceous giant igneous event in eastern China // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2005. V. 233. P. 103–119.
- Xu M.J., Xu W.L., Meng E., Wang F.* Zircon U–Pb chronology and geochemistry of Mesozoic volcanic rocks from the Shanghulin–Xiangyang basins in Erguna area, and its tectonic implications // *Geol. Bull. China.* 2011. V. 30. P. 1321–1338.
- Xu W.L., Pei F.P., Wang F. et al.* Spatial–temporal relationships of Mesozoic volcanic rocks in NE China: Constraints on tectonic overprinting and transformations between multiple tectonic regimes // *J. Asian Earth Sci.* 2013. V. 74. P. 167–193.
- Yarmolyuk V.V., Kudryashova E.A., Kozlovsky A.M. et al.* Late Mesozoic–Cenozoic intraplate magmatism in Central Asia and its relation with mantle diapirism: Evidence from the South Khangai volcanic region, Mongolia // *J. Asian Earth Sci.* 2015. V. 111. P. 604–623.
- Yang Y.T., Guo Zh.X., Song Ch.Ch. et al.* A short-lived but significant Mongol–Okhotsk collisional orogeny in latest Jurassic–earliest Cretaceous // *Gondw. Res.* 2015. V. 28. P. 1096–1116.
- Ying J.F., Zhou X.H., Zhang L.Ch. et al.* Geochronological and geochemical investigation of the late Mesozoic volcanic rocks from the Northern Great Xing’an Range and their tectonic implications // *Int. J. Earth Sci.* 2010. V. 99. P. 357–378.
- Zhang K.J.* Genesis of the Late Mesozoic Great Xing’an Range Large Igneous Province in eastern central Asia: A Mongol–Okhotsk slab window model // *Int. Geol. Review.* 2014. V. 56. P. 1557–1583.
- Zhang J.H., Ge W.C., Wu F.Y. et al.* Large-scale Early Cretaceous volcanic events in the northern Great Xing’an Range, Northeastern China // *Lithos.* 2008a. V. 102. P. 138–157.
- Zhang L.Ch., Zhou X.H., Ying J.F. et al.* Geochemistry and Sr–Nd–Pb–Hf isotopes of Early Cretaceous basalts from the Great Xing’an Range, NE China: Implications for their origin and mantle source characteristics // *Chem. Geol.* 2008b. V. 256. P. 12–23.
- Zhang J.H., Gao S., Ge W.C. et al.* Geochronology of the Mesozoic volcanic rocks in the Great Xing’an Range, NE China: Implications for subduction-induced delamination // *Chem. Geol.* 2010. V. 276. P. 144–165.
- Zhang F.Q., Chen H.L., Yu X. et al.* Early Cretaceous volcanism in northern Songliao Basin, NE China, and its geodynamic implication // *Gondw. Res.* 2011. V. 19. P. 163–176.
- Zorin Yu.A.* Geodynamics of the western part of the Mongolia–Okhotsk collisional belt, Trans-Baikal region (Russia) and Mongolia // *Tectonophysics.* 1999. V. 306. P. 33–56.

Late Mesozoic Eastern Mongolia Volcanic Area: Structure, Magmatic Associations and Sources of Melts

V. V. Yarmolyuk¹, A. M. Kozlovsky¹, V. M. Savatenkov^{2, 3},
E. A. Kudryashova¹, and M. V. Kuznetsov^{2, 3}

¹*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry,
Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

²*Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russia*

³*Institute of Earth Sciences, St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia*

The East Mongolian Volcanic Area (EMVA) is the largest among the Late Mesozoic volcanic areas of the continental part of East Asia. Magmatic activity within EMVA can be traced from ~ 170 Ma to the start of the Cenozoic, however, the main activity cycle fell on the interval between 135 and 105 Ma. It was accompanied by rifting and the formation of elongated northeast system of grabens and sags filled by volcanic rocks. The largest volcanic outpouring occurred in the first half of the Early Cretaceous. In this activity phase mainly basaltic lavas were formed and acid volcanics culminated its. From the second half of the Early Cretaceous, only mafic volcanic rocks were formed. Alkaline basaltoids became dominant from the end of the Early Cretaceous and in the Late Cretaceous. Among the basic rocks of the EMVA, trachybasalts and basaltic trachyandesites are prevailed, alkaline basaltoids are subordinate. The geochemical characteristics of these rocks indicate the participation of two types of magmas issued from different mantle sources. One of them has affinity to the source of suprasubduction basalts (IAB), and the other is close to the source of intraplate basalts of the oceanic islands (OIB). Rocks with intermediate characteristics predominate, indicating the interaction of magmas or their sources during magma formation. The most common OIB-type rocks have $(Th/Nb)_{PM} \leq 1$. The IAB-type rocks have limited distribution and were formed mainly in the early stages of the EMVA evolution. The acid igneous rocks of the EMVA are mainly formed by crustal anatexis, as well as interacting of such anatectic melts with differentiates of basaltic magmas. A model is proposed for the formation of the EMVA in a complex geodynamic setting, determined by the influence of the mantle plume on the edge of the continent, developing in the regime of an active continental margin. Changes in the composition of magmatic rocks expressed as time-dependent increasing role of OIB-type basaltoids are caused of evolution of the mantle plume magma within a subduction-modified mantle of the mantle wedge.

Keywords: Central Asian orogenic belt, intraplate volcanism, active continental margin, Sr and Nd isotopic data, sources of magmatic rocks

ЭКЛОГИТОПОДОБНЫЕ МЕТАГАББРО ОЛЬХОНСКОГО ТЕРРЕЙНА, ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ

© 2020 г. Н. Л. Добрецов^a, Е. В. Скляр^{b, c, *}, М. М. Буслов^{d, e},
А. В. Куликова^d, А. В. Лавренчук^{d, f}

^aИнститут нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия

^bИнститут земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

^cДальневосточный федеральный университет, Владивосток, Россия

^dИнститут геологии и минералогии СО РАН им В.С. Соболева, Новосибирск, Россия

^eКазанский федеральный университет, Казань, Республика Татарстан

^fНовосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

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

Поступила в редакцию 22.12.2019 г.

После доработки 14.01.2020 г.

Принята к публикации 06.02.2020 г.

Эклогитоподобные породы Ольхонского террейна по характеру проявления и особенностям состава минералов соответствуют двум разным типам, несмотря на то что в обоих случаях их образование связано с габброидами одного комплекса. Породы первого типа, представленные гранатом, клинопироксеном, паргаситом (\pm скаполит, \pm анортит, \pm шпинель), наблюдаются в краевых частях нескольких массивов зоны Тонта в виде маломощных зон жильной или пятнистой конфигурации. Гранат имеет альмандин-пироп-гроссуляровый состав с содержанием пиропового компонента до 40%. Породы второго типа обнаружены на острове Замогой в Малом море, сложенном в различной степени метасоматизированными габброидами с многочисленными жилами сиенитов и гранитов. Карбонатные и карбонатно-силикатные породы присутствуют в виде самостоятельных будинированных жил и прожилков, но в то же время они слагают матрикс в южной части зоны, в котором заключены разноразмерные фрагменты метасоматизированных габброидов и эклогитоподобных пород. Характер проявления кальцитсодержащих пород, а также присутствие кальцит-анортитовых симплектитов в некоторых породах позволяет предполагать “пропитку” карбонатным флюидом или флюид-расплавом массива габброидов по тектонической зоне. В этой зоне в виде тел жильной формы присутствуют гранат-пироксеновые породы с крайне незначительным содержанием паргасита, цоизита, анортита, скаполита и титанита, состав которых варьирует от мономинеральных гранатитов до мономинеральных пироксенитов. В массиве Замогой присутствуют гранаты гроссуляр-альмандинового состава с небольшим количеством (около 10%) андрадитового минала. Составы минералов из эклогитоподобных пород массива Замогой резко отличаются от таковых из зоны Тонта и гораздо ближе к типичным скарновым.

Ключевые слова: Ольхонский террейн, коллизионный орогенез, эклогитоподобные породы, габбро, метаморфизм, метасоматоз, скарны, гранат, фассаит, скаполит

DOI: 10.31857/S0869590320060023

ВВЕДЕНИЕ

В Прибайкалье широко распространены метаморфические комплексы разного состава и степени метаморфизма. Они относятся преимущественно к серии пород умеренных и низких давлений и имеют раннепалеозойский возраст 500–440 млн лет (Бибикова и др., 1990; Гладкочуб и др., 2014; Добрецов, Буслов, 2007; Донская и др., 2013; Макрыгина, Антипин, 2018; Скляр и др., 2020; Федоровский, Скляр, 2010; Федоровский и др., 1995, 2014; Donskaya et al., 2017), хотя первоначально считались докембрийскими (Салоп, 1967

и др.). Здесь широко распространены также габбро и вулканиты, характеризующие субдукционную обстановку. Однако породы высоких давлений (эклогиты, глаукофановые сланцы), которые часто извлекаются из глубинных частей зон субдукции, на большей части территории отсутствуют, присутствуя только севернее, в пределах Северо-Муйской (Шацкий и др., 1996, 2012) и Южно-Муйской субдукционно-коллизионных зон (глыб) (Грудинин, Меньшагин, 1988; Доронина, Скляр, 1995; Скузоватов и др., 2016) (рис. 1).

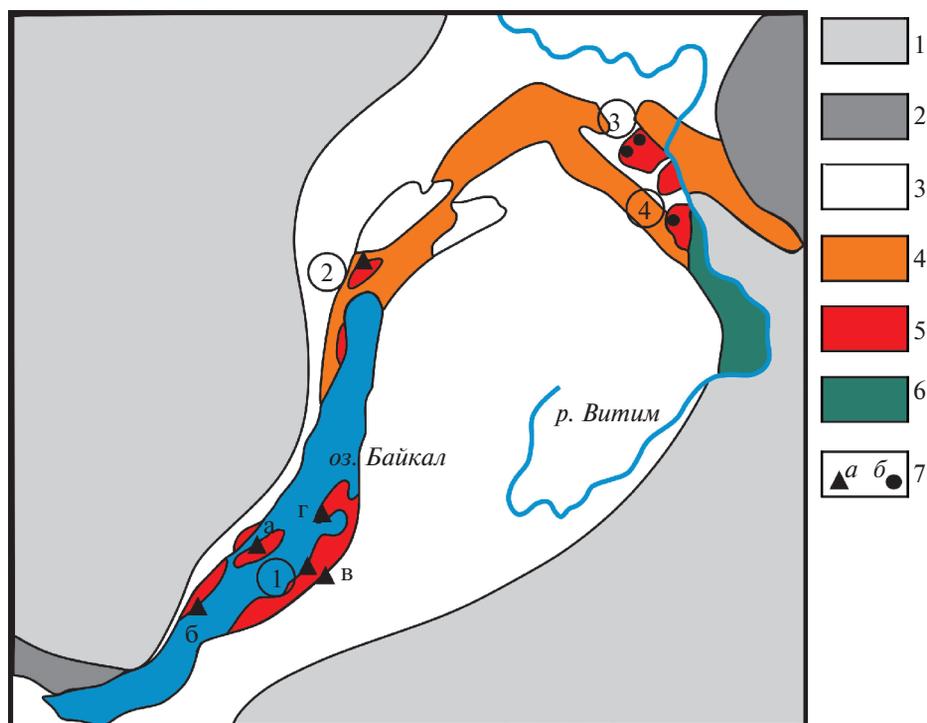


Рис. 1. Схема распространения эклогитов и эклогитоподобных пород в Прибайкалье.

1 – Сибирская платформа; 2 – выступы фундамента Сибирской платформы (Шаражалгайский на юге, Олекминский на северо-востоке); 3 – байкалиды; 4 – Байкало-Муйский пояс; 5 – блоки (глыбы) с высокой степенью метаморфизма (1 – Байкальская, 2 – Унгдарская, 3, 4 – Северо-Южно-Муйская); 6 – каледониды; 7 – выходы эклогитоподобных пород (а) и эклогитов (б): а – остров Замогой, б – зона Тонта, в – район оз. Котокель, г – полуостров Святой Нос; 2 – в бассейне р. Холодной в Северном Прибайкалье; положение эклогитов: 3 – Северо-Муйской, 4 – Южно-Муйской глыб. Пояснения см. в тексте.

Среди эклогитов Северо-Муйской глыбы был установлен (Шацкий и др., 1996, 2012) температурный интервал метаморфизма от 590 до 740°C. Величина давления для эклогитов, оцененная по содержанию жадеитового компонента в пироксене и отвечающая нижнему пределу, находится в диапазоне 14–18 кбар (Шацкий и др., 2012). Вмещающие эклогиты гранитогнейсы представлены двуслюдяными и биотитовыми разновидностями, главным образом с гранатом. Датирование эклогитов и вмещающих гнейсов Sm-Nd методом свидетельствует о неопротерозойском возрасте высокобарического метаморфизма (~630 млн лет). Модельный возраст (TDM) эклогитов (720 млн лет) значительно отличается от модельного возраста вмещающих гнейсов (>1.3 млрд лет). Согласно А.В. Авченко с соавторами (Авченко и др., 1989), температура равновесия эклогитов не превышает 600°C, а давление – 10–13 кбар. Значительно более высокие температура (800°C) и давление (17–18 кбар) приведены в работе Н.Л. Добрецова с соавторами (Добрецов и др., 1989). Различие в оценках давления у разных авторов может быть связано с тем, что они исследовали разные типы эклогитов, которые могли быть эксгумированы с различных глубин.

В пределах Южно-Муйской глыбы исследованы (Скузоватов и др., 2016) высокобарические мафические гранулиты и гранатовые пироксениты, встречающиеся в виде будин и линз среди метаморфических пород. Формирование первичных парагезисов гранулитов и гранатовых пироксенитов происходило при *P-T* условиях: 670–750°C и 9.5–12.0 кбар. Возраст пика гранулитового метаморфизма пород по цирконам U-Pb (LA-ICP-MS) методом составляет 630 млн лет, что соответствует возрасту эклогитов в Северо-Муйской субдукционно-коллизионной зоне. Сходство возрастов гранулитового метаморфизма Южно-Муйского и эклогитового метаморфизма Северо-Муйского блоков свидетельствует о их пространственной совмещенности к началу позднедокембрийских субдукционно-коллизионных событий.

Гораздо большее распространение в Западном Забайкалье получили эклогитоподобные породы (рис. 1) преимущественно гранат-клинопироксенового состава с переменным содержанием амфибола, реже эпидота. Такие породы были описаны в работе (Добрецов, Соболев, 1989) на юго-восточном борту Байкала в составе черногривской свиты около оз. Котокель и в виде линз в метаморфизованной олистостроме в бассейне р. Холодная, Северное При-

байкалье (Добрецов, Соболев, 1989; Габов и др., 1984). В.А. Макрыгиной и В.С. Антипиным (Макрыгина, Антипин, 2018) был описан омфацит (на самом деле хлоромеланит, с содержанием Na_2O до 6 мас. % при 2.2–2.5 мас. % Al_2O_3) в базитовых включениях в мраморах на полуострове Святой Нос (рис. 1). В Ольхонском террейне Западного Прибайкалья также давно известны эклогитоподобные породы (Демина, Ескин, 1974; Корреляция ..., 1979), позднее описанные в качестве гранатовых пироксенитов (Владимиров и др., 2017), встречающиеся в гранулитовой фации метаморфизма. Для гранатовых пироксенитов параметры метаморфизма составляют: $T = 780\text{--}820^\circ\text{C}$, $P = 7.9\text{--}8.3$ кбар. Близкие значения P - T параметров метаморфизма ($770\text{--}820^\circ\text{C}$, $7.7\text{--}8.6$ кбар) получены и для метаморфических пород, вмещающих пироксениты (Владимиров и др., 2017).

Большинство проявлений эклогитоподобных пород Прибайкалья расположено в пределах Ольхонского композитного террейна и его аналогах на северо-восточном побережье Байкала, представляющих фрагменты раннепалеозойской островной дуги (Макрыгина, Антипин, 2018). Вариации минерального состава, природа, механизм и P - T условия образования таких пород изучены достаточно слабо и являются предметом обсуждения настоящей статьи.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОЛЬХОНСКОГО КОМПОЗИТНОГО ТЕРРЕЙНА

Раннепалеозойский Ольхонский террейн Западного Прибайкалья сложен комплексом разнообразных магматических и метаморфических пород. Он 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, Скляр, 2010; Donskaya et al., 2017). Выделяется несколько этапов тектогенеза (покровный, купольный, сдвиговый), сопровождавшихся высокотемпературными метаморфическими преобразованиями, базитовым и гранитоидным магматизмом (Федоровский и др., 1995, 2017). Степень метаморфизма в пределах террейна варьирует от гранулитовой до амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций. Выделяется три этапа регионального метаморфизма (Скляр и др., 2020): 1) гранулитовый метаморфизм в пределах узкой полосы, большей частью примыкающей к Сибирскому кратону и прослеженной к северо-востоку до северной оконечности острова Ольхон, с возрастом 490–500 млн лет; 2) зональный метаморфизм от амфиболитовой до эпидот-амфиболитовой фации, проявленный в пределах коллажа микротеррейнов севернее зоны Орсо, отделяющей

Крестовский субтеррейн от остальных микротеррейнов, с возрастом 460–470 млн лет; 3) относительно высокобарический метаморфизм зоны Орсо с низкобарическим метаморфизмом Крестовского субтеррейна.

Характерной особенностью гранулитовой зоны является ее насыщенность мелкими телами (более 150) габброидов и пироксенитов (Владимиров и др., 2017), имеющими резкие контакты с вмещающими мафическими гранулитами, гнейсами и кварцитами, реже мраморами. Преобладают массивы изометричной формы на эрозионном срезе, однако встречаются и тела с дайкоподобной или более сложной (массив Улан-Харгана) конфигурацией. Основными породообразующими минералами габброидов являются пироксен диопсид-геденбергитового состава, амфибол, представленный обычно паргаситом, и плагиоклаз, отвечающий по составу анортиту, реже – битовниту. Обычным является также присутствие разновидностей со шпинелью и/или скаполитом, нередко присутствует фассаитовый пироксен и шпинель. Гораздо реже в габброидах появляется гранат, причем характер его проявления свидетельствует о наложенном характере минерализации.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПРОЯВЛЕНИЙ ЭКЛОГИТОПОДОБНЫХ ПОРОД

По особенностям строения и составам слагающих их минералов выделяется два типа эклогитоподобных пород.

1. Эклогитоподобные породы первого типа встречены в краевых частях всего нескольких массивов габбро (рис. 2), где они слагают мало-мощные зоны жильной или пятнистой конфигурации. Иногда они заключены в плагиоклазовую “рубашку”. Только в одном случае породы с гранатом образуют более крупное тело в габбро-пироксенитовом массиве Черноруд (Владимиров и др., 2017). Сложены эклогитоподобные породы гранатом, клинопироксеном, паргаситом, в небольших количествах могут присутствовать скаполит, анортит, шпинель.

2. Эклогитоподобные породы второго типа обнаружены на острове Замогой в проливе Малое море. Остров сложен в различной степени метасоматизированными габброидами с многочисленными жилами сиенитов и гранитов (рис. 3). Основная часть массива представлена средне-крупнозернистыми, реже – мелкозернистыми или пегматоидными, массивными или гнейсовидными метагаббро, варьирующими по составу от меланократовых (близки к пироксенитам) до лейкократовых (близки к сиенитам) и сложенными клинопироксеном и плагиоклазом с варьирующим количеством амфибола. Нередко относительно однородные ме-

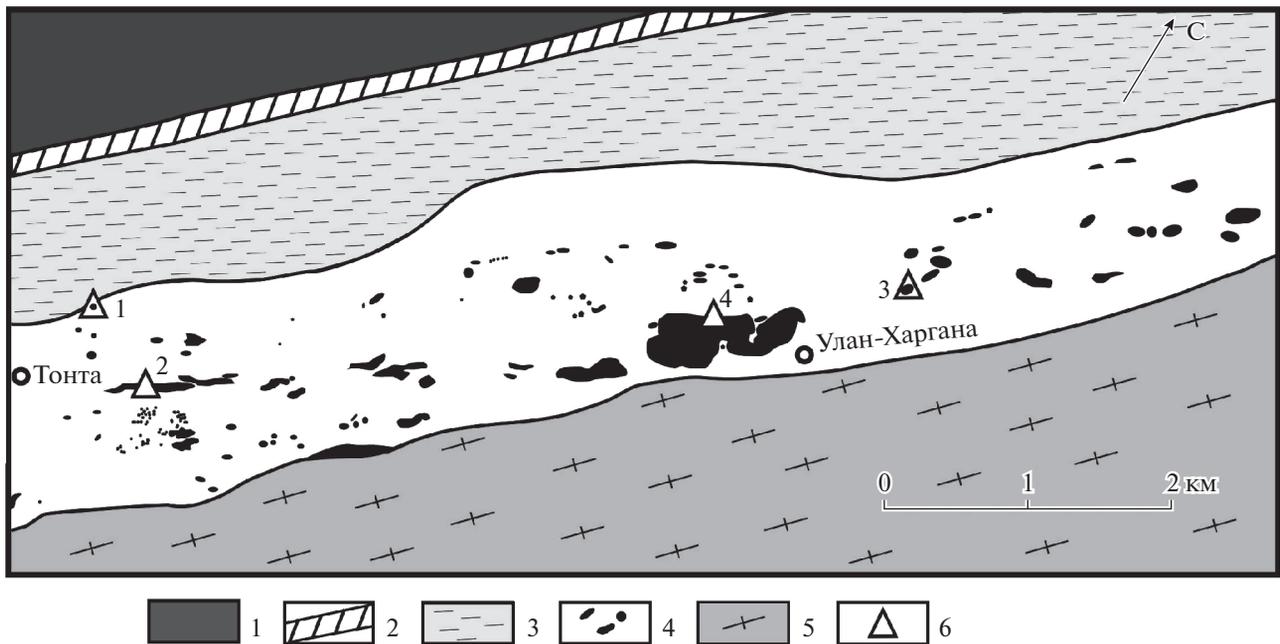


Рис. 2. Фрагмент зоны Тонга с массивами габброидов.

1 – Сибирский кратон; 2 – зона Приморского разлома; 3 – раннепалеозойский коллизионный шов между Сибирским кратоном и Ольхонским террейном; 4 – массивы габброидов среди сложно дислоцированных метаморфических пород, включающих гнейсы, мафические гранулиты, кальцитовые и доломитовые мраморы, а также кварциты; 5 – существенно гнейсовая толща; 6 – проявления изученных эклогитоподобных пород (1–3) и габброидов (4); цифры соответствуют анализам минералов в табл. 1–4.

тагаббро содержат разнообразные пегматоидные жилы и линзы, в том числе с крупными (3–5 см) кристаллами клинопироксена и роговой обманки.

В пределах массива выделяются две зоны метасоматических изменений – субмеридиональная и субширотная (см. рис. 3). Субмеридиональная зона, характерной особенностью которой является широкое распространение фассаитового пироксена, трассируется фрагментированной жилой карбонатных и карбонатно-силикатных пород, участками представляющей собой мраморный меланж с разновеликими фрагментами габброидов массива (рис. 4а, 4б). Вторая зона имеет более сложное строение. В северной ее части преобладают метагабброиды с фассаитом, как и в субмеридиональной зоне, а южная часть насыщена кальцитом, количество которого в породе может варьировать от 10 до 100%. Чисто кальцитовые отдельные будинированные жилы редки, гораздо шире распространены карбонатно-силикатные породы. Иногда они слагают серии маломощных жил и прожилков в габброидах (рис. 4г), но чаще представляют собой матрикс, в котором присутствуют разновеликие фрагменты габброидов.

По характеру проявления в массиве Замогой выделяется две разновидности эклогитоподобных пород:

1. Небольшие участки во фрагментах фассаит-анортитовых метасоматитов, заключенных в мат-

рикс карбонатно-силикатных пород (рис. 4в). Иногда скопления граната окружены зоной плагиоклаз-скаполитового состава среди фассаит-анортитовых пород.

2. Сливные гранатиты и гранат-пироксеновые породы, слагающие жильные тела мощностью от 10 см до 2 м в восточной части зоны (см. рис. 3). Эти жилы секут метагаббро фассаит-анортитового (\pm паргасит, \pm скаполит) состава (рис. 4д). Иногда такие жилы имеют преимущественное строение: часть их сложена преимущественно фассаитом, а часть – в основном гранатом (рис. 4е).

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для минералогической характеристики эклогитоподобных пород и вмещающих их габброидов было проанализировано более 500 зерен гранатов, пироксенов, амфиболов, плагиоклазов, скаполитов, цоизитов и некоторых других минералов. Выборочные анализы основных минералов приведены в табл. 1–4. Анализы были сделаны в Институте геологии и минералогии им. В.С. Соболева (г. Новосибирск) на сканирующем электронном микроскопе MIRA 3 LMU (Tescan Orsay Holding), оборудованном системами микроанализа Inca Energy 450+/Aztec Energy XMax-80 и Inca Wave 500 (Oxford Instruments Nanoanalysis). Исследование состава минералов методом EDS выполнялось при следующих условиях: энергия электрон-

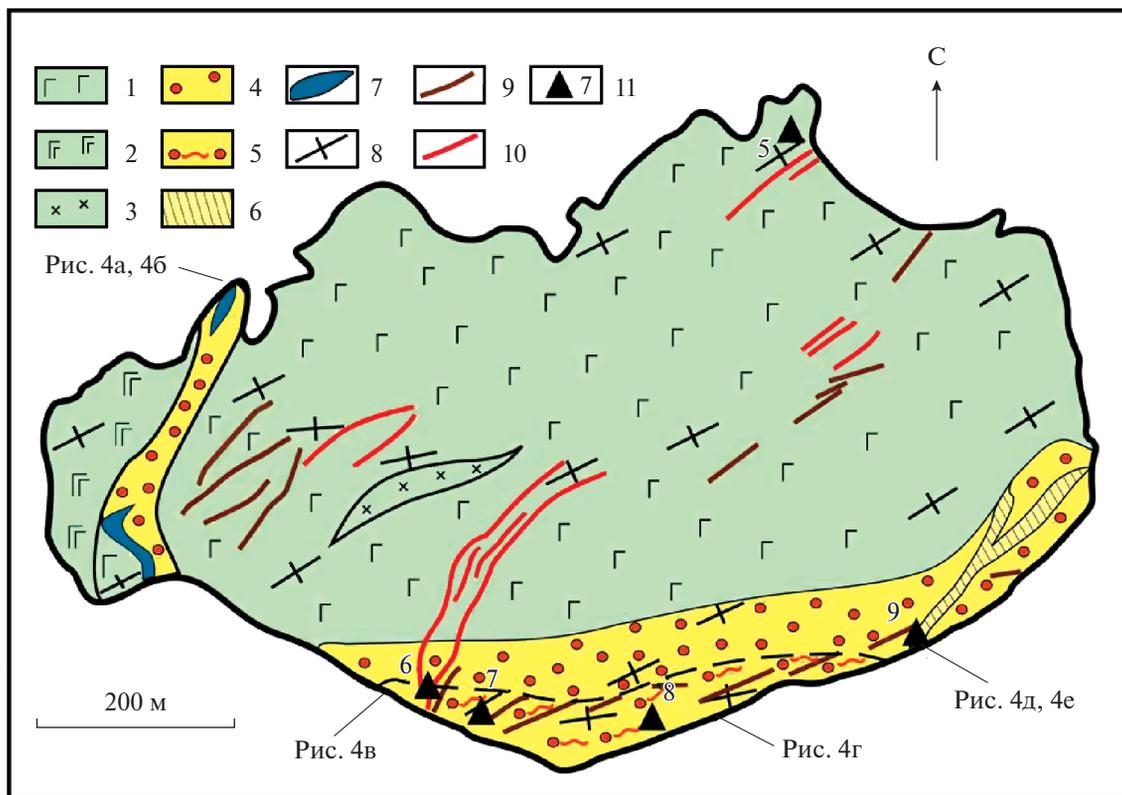


Рис. 3. Геологическая карта о-ва Замогой.

1–3 – метагабброиды преимущественно мезократовые (1), меланократовые (2) и лейкократовые до сиенитов (3); 4–6 – зоны метасоматических изменений в габброидах: с развитием фассаита (4), насыщенные кальцитом (5), со сливными гранатами (6); 7 – инъекционные кальцифиры, в том числе мраморный меланж; 8 – элементы залегания; 9, 10 – жилы сиенитов (9) и гранитов (10); 11 – проявления изученных габброидов (5) и эклогитоподобных пород (6–9); цифры соответствуют анализам минералов в табл. 1–4. Стрелками показаны места фотографий на рис. 4.

ного пучка 20 кэВ, ток электронного зонда 1.5 нА, время набора спектра (live acquisition time of spectrum) 20 с. В качестве образцов сравнения были использованы синтетические соединения и природные минералы: SiO₂ (O, Si), BaF₂ (F, Ba), NaAlSi₃O₈ (Na), MgCaSi₂O₆ (Mg, Ca), Al₂O₃ (Al), Ca₂P₂O₇ (P). Поправка на матричные эффекты выполнялась методом ХРР, входящим в комплекс программного обеспечения системы микроанализа. Часть анализов была выполнена на рентгеновском микроанализаторе Camebax-Micro (размер электронного пучка 2–3 мкм, ток зонда 45 нА и ускоряющее напряжение 20 кВ). Время счета для каждого элемента составляло 10 с. В качестве стандартов для калибровки были использованы: Fe, Al – пироп; Mn – Mn-гранат; Mg, Ca – диопсид; Hf, Zr, Si – циркон; Nb – синтетический LiNbO₃; Ti – ильменит; Cr – Cr-пироп.

ПЕТРОГРАФИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ ЭКЛОГИТОПОДОБНЫХ ПОРОД

Габброидные массивы зоны Тонта и о-ва Замогой обнаруживают значительное сходство по

химическому и минеральному составу и сложены в основном средне- и крупнокристаллическими разновидностями. Только в некоторых из них сохранились габбро с отчетливой габбровой или габбро-офитовой структурой (рис. 5а, 5б), в которых основными минералами являются салит, паргасит и анортит. Высокотемпературная перекристаллизация приводит к сглаживанию магматических кристаллических форм при неизменности минералогического состава (рис. 5в). При дальнейшем развитии метаморфических и метасоматических преобразований в породах наряду с салитом появляется фассаит, вплоть до образования фассит-анортитовых пород. Для максимально преобразованных габброидов характерно развитие паргасита, появление зеленой шпинели (рис. 5г) и скаполита.

Пироксены по химическому составу в основном соответствуют салитам, однако достаточно часто наряду с салитами присутствуют фассаиты, в которых содержание Al₂O₃ составляет 5–8 мас. % (табл. 1, рис. 6). В некоторых разновидностях габброидов присутствует только фассаит. Амфиболы представлены паргаситом, реже – ферропаргаси-

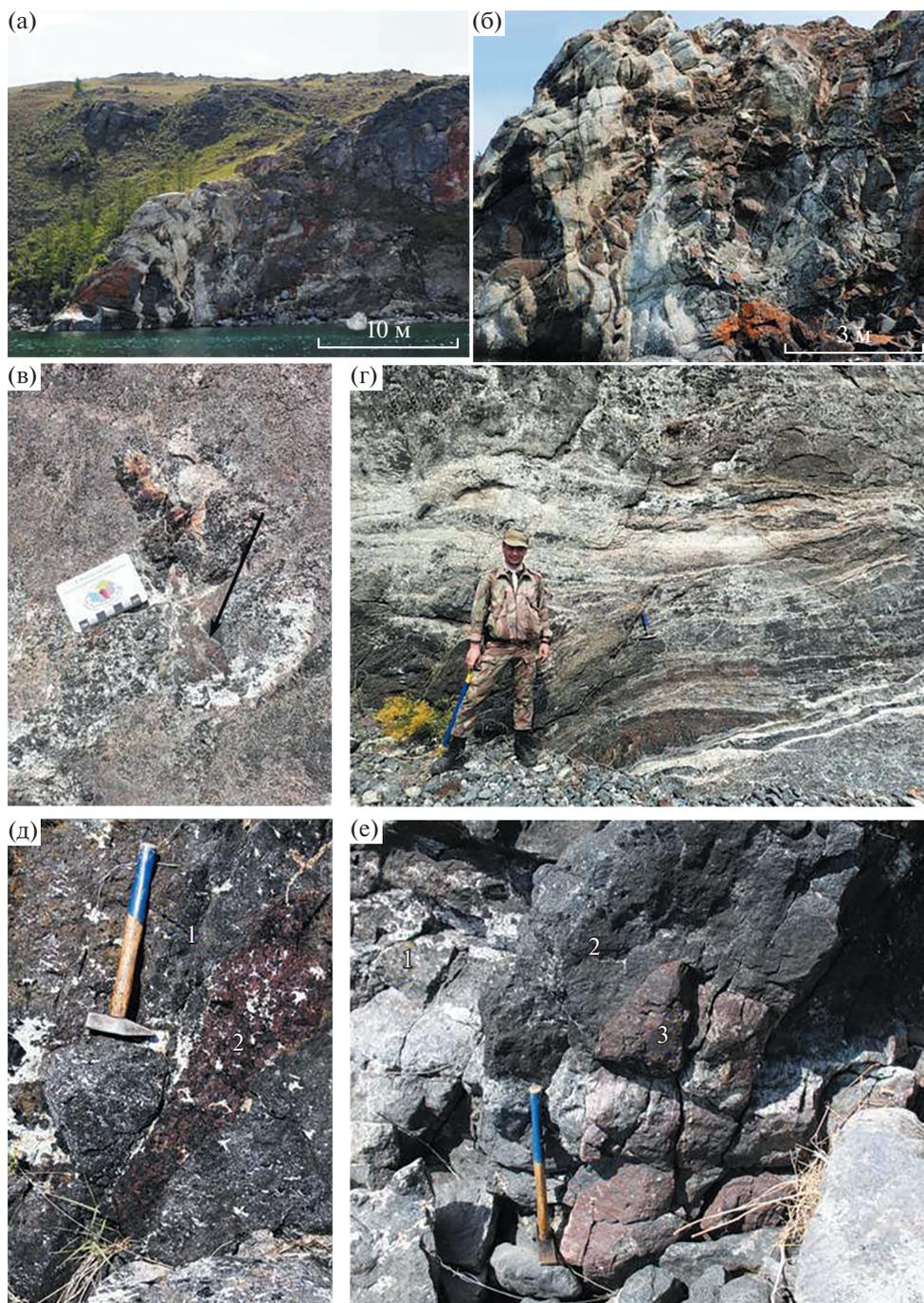


Рис. 4. Детали проявления эклогитоподобных пород массива Замогой.

(а, б) – северный выход фрагментированной зоны мраморного меланжа (а) и фрагмент этой зоны с обломками габброидов в кальцитовом матриксе (б); (в) – фрагмент эклогитоподобных пород (показан стрелкой) в фассаит-анортитовой “рубашке” среди карбонатно-силикатных пород; (г) – жилы и прожилки карбонатно-силикатных пород и кальцита в габброидах; (д) – жила эклогитоподобных пород (2) в метагаббро (1); (е) – жильное тело эклогитоподобных пород с зонами существенно фассаитового (2) и существенно гранатового (3) состава среди метагаббро (1).

том (табл. 2, рис. 7). Плагиоклазы по своему составу соответствуют анориту ($X_{An} = 0.9–1.0$), скаполиты – мейониту, реже – натровому мейониту ($X_{Ca} = 0.60–0.87$) (табл. 3).

Эклогитоподобные породы зоны Тонта сложены гранатом и пироксеном и представлены в основном среднезернистыми массивными разновидностями (рис. 5д, 5е). Обычно в небольшом

Таблица 1. Состав клинопироксенов из габброидов и эклогитоподобных пород Ольхонского террейна

| Компо- ненты | Габброиды | | | | | | | | | | Эклогитоподобные породы | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|--------------------------------|-----------|---------|---------|---------|--------|--------|--------|--------|---------|---------|-------------------------|---------|--------|--------|--------|-------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|-------|-------|--------|---|--|--|--|--|---|--|--|--|--|---|--|--|--|--|---|--|--|--|--|
| | 4* | | | | | 5 | | | | | 1 | | | | | 2 | | | | | 3 | | | | | 6 | | | | | 7 | | | | | 8 | | | | | 9 | | | | |
| | SE2173A** | SE2177B | SE2182A | SE2695A | SE2244 | SE2210 | 19A003 | D38A | SE4616C | SE4619A | SE2698B | SE2696D | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| SiO ₂ | 50.06 | 49.03 | 46.89 | 47.37 | 52.52 | 51.94 | 53.18 | 51.49 | 50.66 | 49.27 | 52.03 | 50.86 | 51.09 | 49.95 | 45.87 | 45.96 | 49.46 | 49.68 | 49.72 | 48.61 | 46.57 | 45.59 | 46.02 | 49.10 | 48.46 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| TiO ₂ | 0.78 | 1.13 | 1.57 | 1.23 | нпо | нпо | нпо | 0.50 | 0.82 | 0.90 | 0.43 | 0.92 | 0.98 | 1.17 | 1.01 | 1.11 | 0.40 | 0.67 | 0.35 | 0.28 | 0.90 | 1.08 | 1.00 | 0.92 | 0.45 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Al ₂ O ₃ | 3.82 | 4.69 | 7.58 | 6.84 | 1.51 | 1.87 | 1.06 | 3.67 | 3.44 | 6.18 | 3.12 | 5.16 | 4.67 | 5.97 | 8.24 | 7.53 | 3.35 | 3.55 | 2.66 | 2.15 | 4.10 | 7.56 | 6.99 | 3.82 | 2.04 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| FeO _{tot} | 11.24 | 11.41 | 13.23 | 12.84 | 8.23 | 8.48 | 8.01 | 8.29 | 4.82 | 5.22 | 5.22 | 5.48 | 5.06 | 5.24 | 14.23 | 13.99 | 13.34 | 12.50 | 15.43 | 23.97 | 23.56 | 14.10 | 15.68 | 13.51 | 20.80 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| MnO | нпо | нпо | нпо | нпо | нпо | нпо | нпо | нпо | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | нпо | нпо | 0.20 | 0.13 | 0.08 | нпо | нпо | 0.31 | 0.43 | нпо | нпо | нпо | 0.32 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| MgO | 10.71 | 9.98 | 7.43 | 7.81 | 13.3 | 12.97 | 13.47 | 12.45 | 14.34 | 13.15 | 14.52 | 14.16 | 14.33 | 13.93 | 6.98 | 7.42 | 9.45 | 9.78 | 8.18 | 3.45 | 2.75 | 7.06 | 6.53 | 9.02 | 4.91 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| CaO | 23.51 | 23.23 | 22.85 | 23.07 | 24.46 | 24.36 | 24.32 | 23.62 | 24.17 | 23.23 | 24.75 | 24.22 | 24.61 | 24.37 | 23.13 | 23.34 | 23.55 | 23.93 | 23.84 | 22.49 | 22.81 | 23.35 | 23.32 | 23.59 | 22.96 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Na ₂ O | нпо | нпо | нпо | нпо | нпо | нпо | нпо | нпо | 0.00 | 0.32 | 0.00 | 0.00 | нпо | нпо | 0.44 | 0.37 | 0.39 | нпо | нпо | нпо | нпо | 0.49 | 0.43 | нпо | 0.35 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| K ₂ O | нпо | нпо | нпо | нпо | нпо | нпо | нпо | нпо | нпо | нпо | нпо | нпо | нпо | нпо | 0.01 | 0.00 | 0.01 | нпо | нпо | нпо | нпо | нпо | нпо | нпо | нпо | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Сумма | 100.12 | 99.48 | 100.57 | 99.98 | 100.02 | 99.62 | 100.04 | 100.02 | 98.25 | 98.27 | 100.07 | 100.80 | 100.73 | 100.63 | 100.12 | 99.86 | 100.03 | 100.11 | 100.18 | 101.26 | 101.12 | 99.23 | 99.98 | 99.95 | 100.29 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |

| | | 60 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| | | 1.894 | 1.870 | 1.776 | 1.804 | 1.959 | 1.948 | 1.981 | 1.919 | 1.847 | 1.917 | 1.862 | 1.870 | 1.831 | 1.756 | 1.763 | 1.884 | 1.892 | 1.917 | 1.927 | 1.850 | 1.760 | 1.883 | 1.910 |
| Si | 0.022 | 0.033 | 0.045 | 0.035 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.014 | 0.023 | 0.012 | 0.025 | 0.027 | 0.032 | 0.029 | 0.032 | 0.012 | 0.019 | 0.010 | 0.008 | 0.027 | 0.031 | 0.029 | 0.013 | |
| Ti | 0.170 | 0.211 | 0.338 | 0.307 | 0.066 | 0.083 | 0.046 | 0.161 | 0.152 | 0.273 | 0.136 | 0.223 | 0.201 | 0.258 | 0.372 | 0.341 | 0.150 | 0.159 | 0.121 | 0.192 | 0.344 | 0.318 | 0.095 | |
| Al | 0.000 | 0.000 | 0.095 | 0.076 | 0.015 | 0.022 | 0.000 | 0.000 | 0.001 | 0.006 | 0.006 | 0.003 | 0.005 | 0.016 | 0.091 | 0.097 | 0.088 | 0.019 | 0.025 | 0.029 | 0.109 | 0.106 | 0.085 | |
| Fe ³⁺ | 0.356 | 0.364 | 0.324 | 0.333 | 0.242 | 0.244 | 0.250 | 0.258 | 0.150 | 0.158 | 0.155 | 0.165 | 0.150 | 0.145 | 0.365 | 0.352 | 0.336 | 0.379 | 0.472 | 0.766 | 0.346 | 0.400 | 0.601 | |
| Fe ²⁺ | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.007 | 0.004 | 0.003 | 0.000 | 0.000 | 0.010 | 0.014 | 0.000 | 0.000 | 0.011 | |
| Mn | 0.604 | 0.567 | 0.419 | 0.443 | 0.740 | 0.725 | 0.748 | 0.692 | 0.802 | 0.735 | 0.797 | 0.773 | 0.782 | 0.761 | 0.399 | 0.424 | 0.536 | 0.555 | 0.470 | 0.204 | 0.163 | 0.407 | 0.516 | 0.288 |
| Mg | 0.953 | 0.949 | 0.927 | 0.941 | 0.978 | 0.979 | 0.971 | 0.943 | 0.972 | 0.933 | 0.977 | 0.950 | 0.965 | 0.957 | 0.949 | 0.959 | 0.961 | 0.976 | 0.985 | 0.955 | 0.971 | 0.966 | 0.964 | 0.970 |
| Ca | 0.000 | 0.000 | 0.075 | 0.061 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.023 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.033 | 0.027 | 0.029 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.036 | 0.032 | 0.000 | 0.027 |
| Na | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| K | 3.999 | 3.993 | 4.000 | 4.000 | 4.000 | 4.000 | 3.996 | 3.987 | 4.000 | 4.000 | 4.000 | 4.000 | 4.000 | 4.000 | 4.000 | 4.000 | 4.000 | 4.000 | 4.000 | 4.000 | 4.000 | 4.000 | 4.000 | 4.000 |
| Сумма | 0.37 | 0.39 | 0.44 | 0.43 | 0.25 | 0.25 | 0.25 | 0.27 | 0.16 | 0.18 | 0.16 | 0.18 | 0.16 | 0.16 | 0.48 | 0.46 | 0.39 | 0.41 | 0.50 | 0.79 | 0.82 | 0.46 | 0.52 | 0.68 |

Примечание. Здесь и далее в таблицах: нпо — ниже порога обнаружения, оксиды даны в мас. %; f = (Fe²⁺ + Mn)/(Fe²⁺ + Mn + Mg); * цифры 1—9 соответствуют номерам точек пробоотбора на рис. 2, 3; ** номера анализов.

Таблица 2. Состав амфиболов из габброидов и эклогитоподобных пород Ольхонского террейна

| Компо- ненты | Эклогитоподобные породы | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|--------------------------------|-------------------------|---------|---------|---------|--------|--------|--------|--------|--------|---------|---------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--|
| | Габброиды | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | 4 | | 5 | | 1 | | 2 | | 3 | | 6 | | 9 | | | | | | | |
| | SE2173A | SE2177B | SE2182A | SE2695A | SE2244 | SE2210 | 19A003 | DS38A | D38B | SE2698B | SE2696D | | | | | | | | | |
| SiO ₂ | 39.66 | 38.23 | 38.59 | 41.1 | 42.17 | 41.89 | 42.57 | 42.50 | 41.58 | 42.02 | 41.42 | 43.07 | 38.93 | 38.47 | 42.86 | 38.72 | 39.39 | 38.57 | 38.4 | |
| TiO ₂ | 2.64 | 2.14 | 2.79 | 2.04 | 1.93 | 2.09 | 2.12 | 1.70 | 1.72 | 2.14 | 2.25 | 1.82 | 1.22 | 1.21 | 0.84 | 0.97 | 0.33 | 1.42 | 1.43 | |
| Al ₂ O ₃ | 14.23 | 13 | 15.66 | 15.12 | 14.13 | 15.15 | 15.90 | 14.98 | 16.59 | 15.80 | 16.44 | 14.91 | 15.80 | 14.84 | 10.82 | 15.83 | 15.64 | 16.27 | 16.25 | |
| Cr ₂ O ₃ | нпо | нпо | нпо | 0.54 | нпо | нпо | нпо | нпо | нпо | нпо | нпо | нпо | нпо | нпо | нпо | нпо | нпо | нпо | нпо | |
| FeO _{tot} | 17.68 | 18.24 | 19.66 | 14.04 | 13.82 | 14.33 | 7.81 | 8.18 | 9.20 | 9.70 | 8.95 | 8.67 | 20.44 | 22.07 | 19.61 | 25.81 | 26.5 | 20.02 | 19.64 | |
| MnO | нпо | нпо | нпо | нпо | нпо | нпо | нпо | нпо | нпо | нпо | нпо | нпо | 0.10 | 0.07 | 0.11 | 0.25 | нпо | нпо | нпо | |
| MgO | 8.06 | 8.56 | 6.24 | 9.5 | 10.81 | 10.3 | 13.95 | 14.41 | 13.76 | 12.67 | 13.71 | 14.54 | 6.25 | 6.13 | 7.67 | 2.45 | 2.52 | 6.72 | 6.68 | |
| CaO | 12.03 | 11.5 | 12.09 | 12.28 | 12.09 | 12.3 | 12.35 | 12.20 | 12.47 | 12.38 | 12.59 | 12.55 | 11.94 | 11.96 | 13.34 | 12.16 | 12.24 | 12.15 | 11.99 | |
| Na ₂ O | 2.44 | 2.32 | 2.06 | 1.27 | 1.97 | 2.1 | 2.00 | 2.04 | 2.13 | 2.25 | 2.28 | 1.95 | 2.14 | 2.37 | 1.51 | 1.37 | 1.35 | 2.74 | 2.57 | |
| K ₂ O | 0.55 | 0.41 | 1.88 | 1.96 | 0.36 | 0.46 | 0.78 | 0.36 | 0.64 | 0.61 | 0.39 | 0.19 | 0.32 | 0.36 | 0.19 | нпо | нпо | 0.83 | 0.82 | |
| Сумма | 97.29 | 97.26 | 98.35 | 100.11 | 98.62 | 98.62 | 97.48 | 96.37 | 98.09 | 97.57 | 98.03 | 97.7 | 97.14 | 97.51 | 96.97 | 97.56 | 97.98 | 98.71 | 97.8 | |
| 23 O | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Si | 6.047 | 6.250 | 5.868 | 5.831 | 6.091 | 6.257 | 6.154 | 6.201 | 6.010 | 6.116 | 5.985 | 6.205 | 6.001 | 5.978 | 6.574 | 6.071 | 6.151 | 5.876 | 5.890 | |
| Ti | 0.302 | 0.244 | 0.293 | 0.316 | 0.227 | 0.216 | 0.230 | 0.187 | 0.187 | 0.234 | 0.245 | 0.197 | 0.142 | 0.141 | 0.097 | 0.114 | 0.039 | 0.162 | 0.165 | |
| Al | 2.557 | 2.330 | 2.833 | 2.856 | 2.641 | 2.472 | 2.704 | 2.577 | 2.827 | 2.711 | 2.800 | 2.532 | 2.871 | 2.719 | 1.957 | 2.926 | 2.880 | 2.921 | 2.938 | |
| Cr | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.094 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.001 | 0.002 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | |
| Fe ²⁺ | 2.254 | 2.320 | 2.523 | 2.557 | 1.845 | 1.715 | 0.942 | 0.998 | 1.112 | 1.181 | 1.082 | 1.045 | 2.635 | 2.868 | 2.515 | 3.384 | 3.461 | 2.550 | 2.520 | |
| Mn | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.012 | 0.009 | 0.014 | 0.033 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | |
| Mg | 1.832 | 1.940 | 1.427 | 1.393 | 2.159 | 2.392 | 2.999 | 3.133 | 2.964 | 2.748 | 2.954 | 3.124 | 1.437 | 1.420 | 1.754 | 0.574 | 0.587 | 1.525 | 1.528 | |
| Ca | 1.966 | 1.874 | 1.988 | 1.966 | 1.951 | 1.922 | 1.909 | 1.907 | 1.931 | 1.931 | 1.950 | 1.938 | 1.972 | 1.992 | 2.192 | 2.042 | 2.049 | 1.982 | 1.971 | |
| Na | 0.721 | 0.684 | 0.614 | 0.632 | 0.488 | 0.566 | 0.559 | 0.577 | 0.597 | 0.635 | 0.638 | 0.546 | 0.641 | 0.715 | 0.448 | 0.418 | 0.408 | 0.808 | 0.766 | |
| K | 0.108 | 0.079 | 0.368 | 0.378 | 0.398 | 0.068 | 0.144 | 0.067 | 0.118 | 0.113 | 0.071 | 0.035 | 0.063 | 0.072 | 0.038 | 0.000 | 0.000 | 0.162 | 0.160 | |
| Сумма | 15.787 | 15.722 | 15.914 | 15.930 | 15.764 | 15.608 | 15.628 | 15.647 | 15.747 | 15.669 | 15.725 | 15.622 | 15.773 | 15.915 | 15.592 | 15.561 | 15.574 | 15.986 | 15.938 | |
| f | 0.55 | 0.54 | 0.64 | 0.65 | 0.44 | 0.42 | 0.24 | 0.24 | 0.27 | 0.30 | 0.27 | 0.25 | 0.65 | 0.67 | 0.59 | 0.86 | 0.85 | 0.63 | 0.62 | |

Таблица 3. Состав скаполитов и плагиоклазов из габброидов и эклогитоподобных пород Ольхонского террейна

| Компо- ненты | Габброиды | | | | | | Эклогитоподобные породы | | | | | |
|--------------------------------|------------|------------|-----------|------------|-----------|------------|-------------------------|------------|-----------|------------|-----------|------------|
| | 4 | | | | | 5 | | 6 | | 9 | | |
| | SE2173A | SE2177B | | SE2182A | | SE2695A | | D38A | | SE2696D | | SE2698B |
| | <i>Scp</i> | <i>Scp</i> | <i>Pl</i> | <i>Scp</i> | <i>Pl</i> | <i>Scp</i> | <i>Pl</i> | <i>Scp</i> | <i>Pl</i> | <i>Scp</i> | <i>Pl</i> | <i>Scp</i> |
| SiO ₂ | 44.69 | 44.91 | 49.18 | 44.01 | 47.94 | 39.69 | 45.4 | 42.94 | 44.19 | 45.27 | 45.33 | 41.85 |
| Al ₂ O ₃ | 28.42 | 28.51 | 32.25 | 29.21 | 33.05 | 33.16 | 35.07 | 29.28 | 35.15 | 28.98 | 35.96 | 29.34 |
| FeO _{tot} | нпо | нпо | 0.54 | нпо | нпо | нпо | нпо | 0.04 | 0.10 | нпо | нпо | нпо |
| CaO | 19.71 | 19.27 | 15.49 | 20.34 | 16.36 | 12.73 | 18.82 | 20.44 | 19.00 | 19.56 | 19.2 | 21.18 |
| Na ₂ O | 2.93 | 2.99 | 2.76 | 2.31 | 2.33 | 4.08 | 1.08 | 2.00 | 0.58 | 3.17 | 0.84 | 1.89 |
| K ₂ O | нпо | нпо | нпо | нпо | нпо | нпо | нпо | 0.02 | 0.00 | нпо | нпо | нпо |
| Сумма | 95.75 | 95.68 | 100.23 | 95.87 | 99.68 | 89.66 | 100.36 | 94.73 | 99.02 | 96.98 | 101.32 | 94.26 |
| Si | 6.830 | 6.855 | 2.247 | 6.721 | 2.203 | 6.376 | 2.087 | 6.671 | 2.060 | 6.826 | 2.065 | 6.535 |
| Al | 5.119 | 5.130 | 1.737 | 5.258 | 1.79 | 6.279 | 1.900 | 5.364 | 1.932 | 5.151 | 1.931 | 5.401 |
| Fe ²⁺ | 0.000 | 0.000 | 0.021 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.006 | 0.004 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Ca | 3.228 | 3.151 | 0.758 | 3.329 | 0.805 | 2.192 | 0.927 | 3.403 | 0.949 | 3.160 | 0.937 | 3.544 |
| Na | 0.867 | 0.886 | 0.245 | 0.683 | 0.208 | 1.272 | 0.096 | 0.601 | 0.052 | 0.926 | 0.074 | 0.571 |
| K | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.004 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Сумма | 16.044 | 16.023 | 5.007 | 15.991 | 5.006 | 16.120 | 5.011 | 16.050 | 4.998 | 16.062 | 5.006 | 16.051 |
| X _{Ca} | 0.79 | 0.78 | 0.76 | 0.83 | 0.79 | 0.63 | 0.91 | 0.85 | 0.95 | 0.77 | 0.93 | 0.86 |

количестве присутствует паргасит, редко – анортит. Они характеризуются достаточно близкими составами слагающих их минералов, даже когда и присутствуют в разных массивах. Гранат имеет алмадин-пироп-гроссуляровый состав, доля пиропового компонента составляет 30–40% (табл. 3, рис. 8). Содержание андрадитового и спессартинового минералов незначительно и редко достигает 5%. Пироксены по составу соответствуют диопсиду ($f = 0.16–0.18$) с варьирующими концентрациями глинозема ($Al_2O_3 = 3–6$ мас. %), умеренными содержаниями титана ($TiO_2 = 0.2–1.2$ мас. %) и низкими натрия, нередко ниже пределов обнаружения (см. табл. 1, рис. 6). Амфиболы представлены низкожелезистым ($f = 0.22–0.30$) паргаситом, редко чермакитом и чермакитовой роговой обманкой. Плагиоклаз соответствует по своему составу анортиту.

Эклогитоподобные породы массива Замогой существенно отличаются от таковых зоны Тонга по особенностям состава минералов. Гранаты отличаются низким содержанием пиропового (менее 5%), очень высоким – гроссулярового (55–70%) и умеренным – алмандинового (24–41%) компонентов. По сравнению с гранатами эклогитоподобных пород зоны Тонга в них выше доля андрадитового минерала, которая варьирует незначительно (8–12%), а содержание спессартинового компонента такое же низкое (1.5–2.0%). Существенных раз-

личий между составами гранатов в жильных телах эклогитоподобных пород и во фрагментах среди карбонатно-силикатных пород не наблюдается.

Для пироксенов характерны более широкие вариации составов. Они отличаются от пироксенов из габброидов более высокой железистостью ($f = 0.40–0.82$) и по составу соответствуют салитам и железистым салитам. На тройной диаграмме волластонит–энстатит–ферросилит (рис. 6) большинство точек их составов расположено выше линии диопсид–геденбергит, что объясняется высокими содержаниями кальция (0.95–0.99 форм. ед.) и алюминия. Содержание глинозема в пироксенах из непосредственной ассоциации с гранатом невысокое ($Al_2O_3 = 2–4$ мас. %), в то время как в контактирующих пироксен-анортитовых породах и сливных пироксенитах присутствует фассаит, в котором концентрация Al_2O_3 составляет 7–8 мас. %. Амфиболы в эклогитоподобных породах представлены железистым паргаситом ($f = 0.59–0.77$) или феррочермакитом ($f = 0.83–0.87$) (см. рис. 7). Скаполиты по составу соответствуют мейониту ($X_{Ca} = 0.75–0.88$), плагиоклазы – анортиту ($X_{An} = 0.9–1.0$). В качестве аксессуаров присутствует титанит.

Интересным фактом является обнаружение кальцит-анортитовых симплектитов во вмещающих эклогитоподобные породы карбонатно-сили-

Таблица 4. Состав гранатов из эклогитоподобных пород Ольхонского террейна

| Компоненты | 1 | | 2 | | 3 | | 6 | | 7 | | 8 | | 9 | | | |
|--------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|-------|--------|-------|
| | SE2244 | SE2210 | 19A003 | D38A | D38B | SE4616C | SE4619A | SE2698B | SE2696D | SE4616C | SE4619A | SE2698B | SE2696D | | | |
| SiO ₂ | 39.42 | 39.16 | 39.88 | 39.70 | 39.49 | 39.56 | 37.89 | 37.90 | 38.11 | 37.91 | 38.44 | 38.55 | 37.82 | 37.78 | 38.64 | 38.27 |
| TiO ₂ | нпо | нпо | нпо | нпо | нпо | нпо | 0.26 | 0.06 | 0.24 | 0.22 | 0.25 | 0.25 | нпо | нпо | 0.30 | нпо |
| Al ₂ O ₃ | 21.86 | 21.90 | 22.03 | 21.91 | 22.18 | 22.13 | 19.68 | 20.12 | 19.68 | 19.76 | 20.22 | 20.60 | 19.71 | 19.75 | 20.26 | 20.07 |
| FeO _{tot} | 18.17 | 21.68 | 20.44 | 19.64 | 19.53 | 19.93 | 16.55 | 19.98 | 18.39 | 17.39 | 17.14 | 17.64 | 19.54 | 18.89 | 14.02 | 14.14 |
| MnO | 1.03 | 0.92 | 1.14 | 1.07 | 1.01 | 0.98 | 1.02 | 1.88 | 0.61 | 0.77 | 0.70 | 0.63 | 1.70 | 1.73 | 1.08 | 1.07 |
| MgO | 10.26 | 7.91 | 9.10 | 10.00 | 9.90 | 9.68 | 0.96 | 0.66 | 0.99 | 0.19 | 1.13 | 1.03 | нпо | нпо | 0.83 | 0.91 |
| CaO | 8.07 | 8.18 | 7.82 | 7.76 | 8.33 | 8.19 | 23.23 | 19.92 | 22.25 | 23.02 | 23.41 | 23.03 | 21.21 | 21.14 | 25.34 | 25.49 |
| Сумма | 98.81 | 99.75 | 100.41 | 100.08 | 100.44 | 100.46 | 99.60 | 100.53 | 100.25 | 99.97 | 101.28 | 101.48 | 99.99 | 99.28 | 100.18 | 99.96 |
| 120 | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Si | 2.998 | 3.000 | 3.014 | 2.994 | 2.967 | 2.976 | 2.962 | 2.963 | 2.969 | 2.988 | 2.953 | 2.956 | 2.979 | 2.994 | 2.953 | 2.963 |
| Ti | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.015 | 0.004 | 0.014 | 0.013 | 0.014 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.018 | 0.000 |
| Al | 1.960 | 1.978 | 1.963 | 1.948 | 1.964 | 1.962 | 1.814 | 1.855 | 1.807 | 1.836 | 1.830 | 1.861 | 1.830 | 1.844 | 1.844 | 1.831 |
| Fe ³⁺ | 0.044 | 0.023 | 0.009 | 0.064 | 0.103 | 0.086 | 0.231 | 0.212 | 0.227 | 0.163 | 0.234 | 0.226 | 0.184 | 0.169 | 0.214 | 0.243 |
| Fe ²⁺ | 1.111 | 1.366 | 1.283 | 1.175 | 1.124 | 1.167 | 0.851 | 1.094 | 0.970 | 0.983 | 0.867 | 0.905 | 1.120 | 1.083 | 0.913 | 0.673 |
| Mn | 0.066 | 0.060 | 0.073 | 0.068 | 0.064 | 0.063 | 0.067 | 0.125 | 0.040 | 0.051 | 0.045 | 0.041 | 0.107 | 0.116 | 0.103 | 0.070 |
| Mg | 1.163 | 0.903 | 1.025 | 1.124 | 1.109 | 1.086 | 0.112 | 0.077 | 0.115 | 0.022 | 0.129 | 0.118 | 0.000 | 0.000 | 0.097 | 0.105 |
| Ca | 0.658 | 0.671 | 0.633 | 0.627 | 0.670 | 0.660 | 1.946 | 1.669 | 1.857 | 1.944 | 1.927 | 1.892 | 1.766 | 1.795 | 1.857 | 2.115 |
| Сумма | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 |
| Andr | 2.2 | 1.2 | 0.4 | 1.7 | 5.2 | 4.3 | 11.6 | 10.6 | 0.11 | 0.08 | 11.3 | 10.8 | 10.4 | 8.5 | 10.7 | 9.4 |
| Alm | 37.5 | 45.8 | 42.7 | 39.6 | 38.9 | 40.1 | 30.4 | 39.0 | 0.29 | 0.30 | 33.1 | 34.6 | 40.4 | 37.8 | 32.5 | 25.3 |
| Spes | 2.2 | 2.0 | 2.4 | 2.3 | 2.2 | 2.2 | 2.4 | 4.4 | 0.01 | 0.02 | 1.7 | 1.6 | 4.3 | 4.0 | 3.7 | 2.5 |
| Prp | 39.2 | 30.3 | 34.1 | 37.9 | 38.4 | 37.3 | 4.0 | 2.7 | 0.03 | 0.01 | 4.9 | 4.5 | 0.0 | 0.0 | 3.5 | 3.8 |
| Gros | 21.1 | 21.9 | 20.8 | 20.3 | 20.5 | 20.5 | 63.3 | 53.8 | 0.55 | 0.60 | 60.2 | 59.3 | 55.3 | 58.2 | 60.4 | 68.8 |

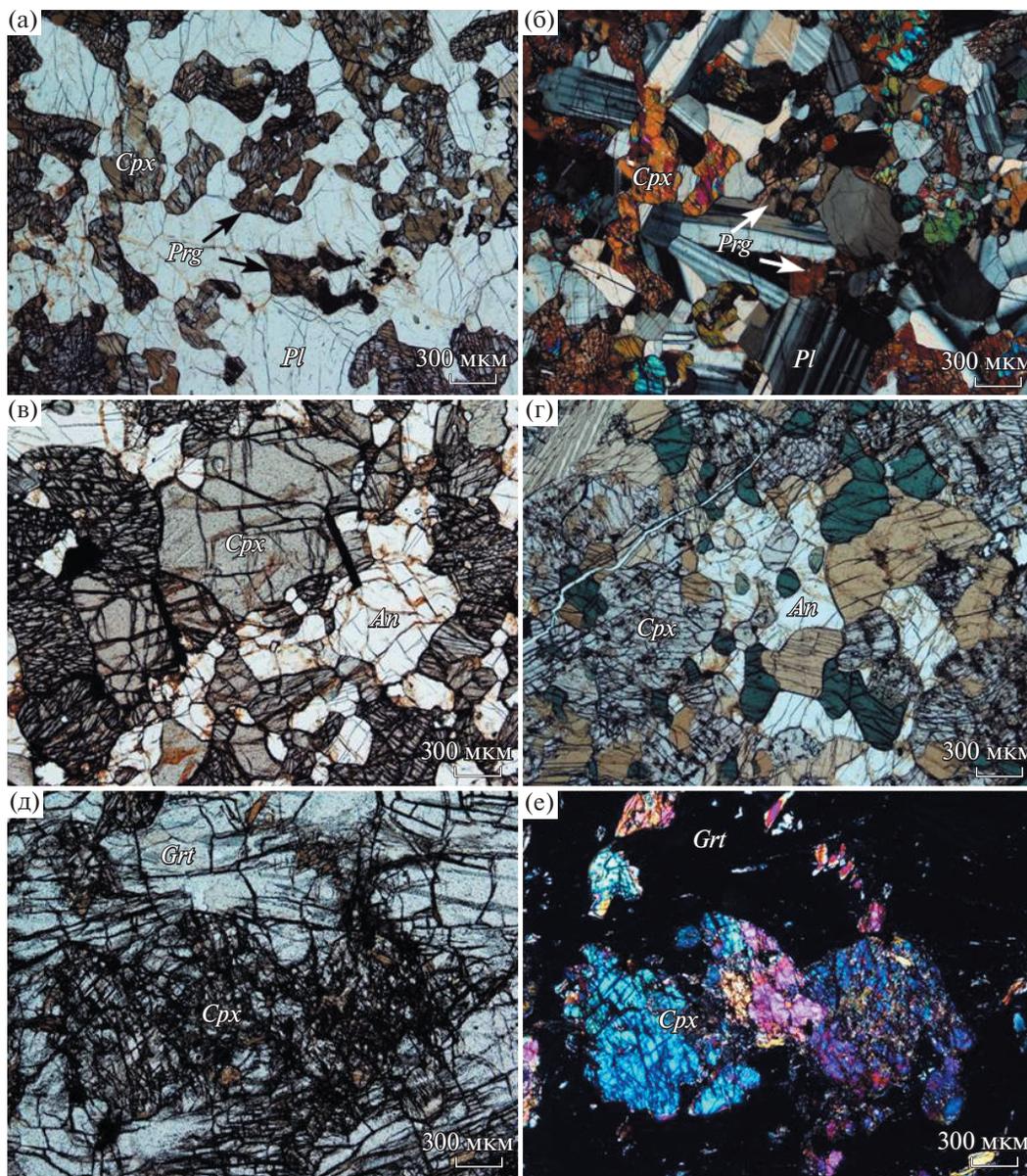


Рис. 5. Микрофотографии габброидов и эклогитоподобных пород Ольхонского террейна. (а, б) – габбро, сложенное салитом, паргаситом и битовнитом с сохранившейся габбро-офитовой структурой; (в) – частично перекристаллизованное метагаббро салит-анортитового состава; (г) – метагаббро, сложенное салитом, паргаситом, анортитом и зеленой шпинелью; (д, е) – эклогитоподобная порода, сложенная салитом и гранатом с редким паргаситом. (а, в, г, д) – без анализатора; (б, е) – николи скрещены.

катных породах, сложенных фассаитом, паргаситом, анортитом, скаполитом и кальцитом. С симплектитам иногда ассоциирует свежий скаполит.

СОПОСТАВЛЕНИЕ С ДРУГИМИ ЭКЛОГИТОПОДОБНЫМИ ПОРОДАМИ ПРИБАЙКАЛЬЯ

В рассматриваемом регионе проявления эклогитоподобных пород описаны на восточном берегу

Байкала в районе оз. Котокель (точка 1в на рис. 1), на полуострове Святой Нос (точка 1г на рис. 1) и в бассейне р. Холодной Северного Прибайкалья (точка 2 на рис. 1).

Эклогитоподобные породы в районе оз. Котокель образуют тектонические линзы длиной от 0.1 до 1.3 км в составе метаофиолитовой ассоциации, распространенной также в Северном Прибайкалье (Габов и др., 1984; Добрецов и др., 1989). В полосе метаофиолитовых пород длиной около 12 км

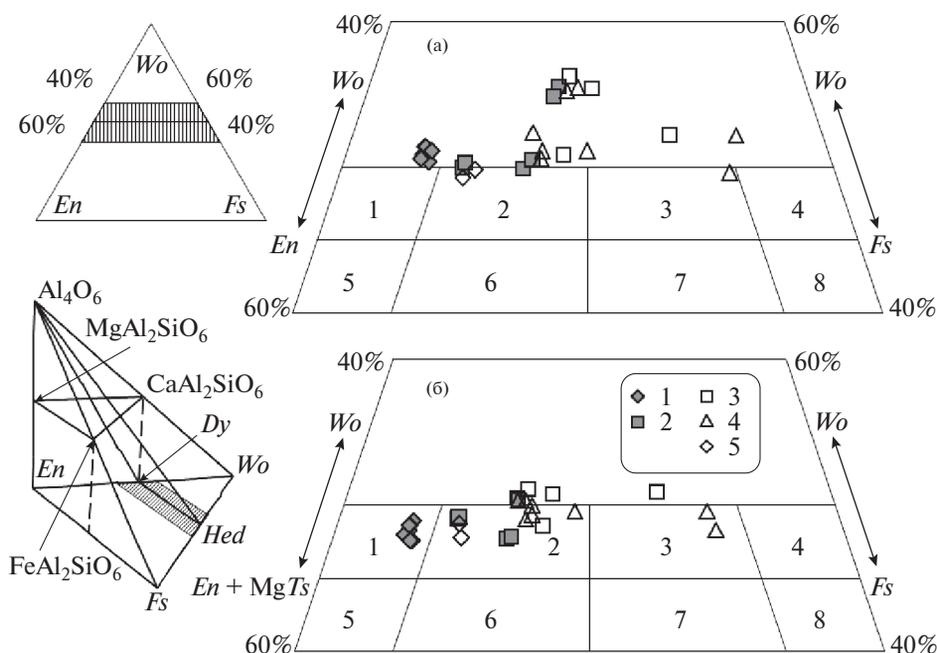


Рис. 6. Состав клинопироксенов габброидов и эклогитоподобных пород массива зоны Тонта и о-ва Замогой (см. табл. 1): (а) — без учета Al_2O_3 , (б) — с учетом Al_2O_3 . 1, 2 — Тонта: 1 — метасоматизированные габброиды с гранатом, 2 — метагаббро; 3–5 — Замогой: 3 — гранатиты и гранат-пироксеновые породы, 4 — скарноиды и карбонатно-силикатные породы, 5 — метасоматизированные габбро. Поля составов пироксенов даны по (Poldervaart, Hess, 1951) (см. цифры на рисунке): 1 — диопсид, 2 — салит, 3 — ферросалит, 4 — геденбергит, 5 — эндиопсид, 6 — авгит, 7 — ферроавгит, 8 — феррогеденбергит.

к северу от оз. Котокеля и к северо-западу от него обнаружено свыше 10 линз длиной 100–200 м, сложенных эклогитоподобными породами, и множество мелких будин диаметром 2–10 м, обогащенных гранатом в разной степени. Среди них выделяются две группы пород:

1) магнезиальные породы с содержанием (мас. %): SiO_2 42–48, MgO 20–11, $Na_2O < 1.5$, представленные типичными друзитами с друзитовой и коронитовой структурами. Друзитовая структура — отчетливые реакционные каймы граната на контакте клинопироксена и плагиоклаза, коронитовая — более сложная зональная структура с участием граната и шпинели вокруг оливина и ортопироксена.

2) метагаббро и гранатовые амфиболиты толеитового состава с содержанием (мас. %): SiO_2 50–52, MgO 5–7, Na_2O 3.0–3.5. В них гранат иногда образует неполные каймы вокруг авгита, чаще — цепочки мелких зерен вокруг кристаллов плагиоклаза с содержанием анортита 50–30%. Наиболее крупное тело метагаббро протяженностью 1.3 км содержит в центре линзу магнезиального друзита длиной 0.6 км.

В табл. 5 приведены анализы главных минералов из эклогитоподобных пород Байкальского региона. Так, для магнезиальных метагаббро района оз. Котокель (обр. 3368 и 85), где клинопироксен имеет

железистость около 15%, гранат — около 50%, содержание Ca компонента в гранате 20–22 мас. %, в клинопироксене $Na_2O = 1.8–2$ мас. %, что соответствует содержанию жадеита 13–15%. В толеитовых метагаббро района оз. Котокель (обр. 3334А и 3336) при железистости в клинопироксене 27–30% и в гранате 65–67% содержание Na_2O в клинопироксене составляет 0.28–0.54 мас. %, такое же, как в метагаббро о-ва Замогой, что соответствует 3–4% жадеита. Амфиболы характеризуются постоянным содержанием CaO (около 12 мас. %) и переменными Al_2O_3 и Na_2O (при Al_2O_3 около 15 мас. % содержание Na_2O составляет 2.0–3.5 мас. %, при Al_2O_3 1.1–2.3 мас. % содержание Na_2O уменьшается до 1.1–2.3 мас. %).

Эклогитоподобные породы в бассейне р. Холодной в Северном Прибайкалье (точка 2 на рис. 1) слагают два типа тел: тектонические линзы внутри нюрндуканской свиты — возможного аналога гремьячинской свиты района оз. Котокель; олистоциты в составе метаолистоцистровой толщи вендского возраста (Габов и др., 1984).

В тектонических линзах преобладают метагаббро повышенной железистости, сходные с метагаббро бассейна р. Холодной (обр. 029Д и 15В в табл. 5). В них железистость граната составляет 73–83% при кальциевом компоненте, равном

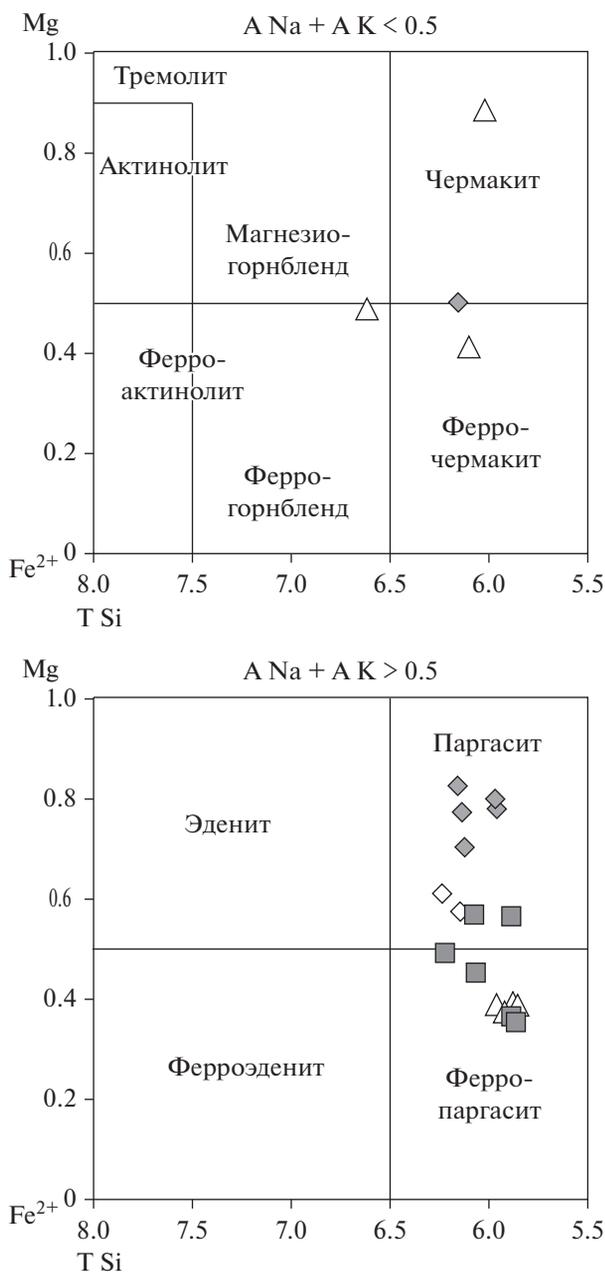


Рис. 7. Состав амфиболов из габброидов и эклогитоподобных пород зоны Тонта и о-ва Замогой. Условные обозначения см. рис. 6.

0.6–0.7 мас. %, железистость пироксена около 39–42% при низких содержаниях $Al_2O_3 = 0.5–2.2$ мас. % и $Na_2O = 0.2–0.7$ мас. %, что соответствует 2–3% жадеита.

В олистолитах встречаются породы с более разнообразным составом минералов: в обр. 036А – железистость граната 76%, в пироксенах содержание Na_2O составляет 0.3 мас. %, что соответствует 2–3% жадеита.

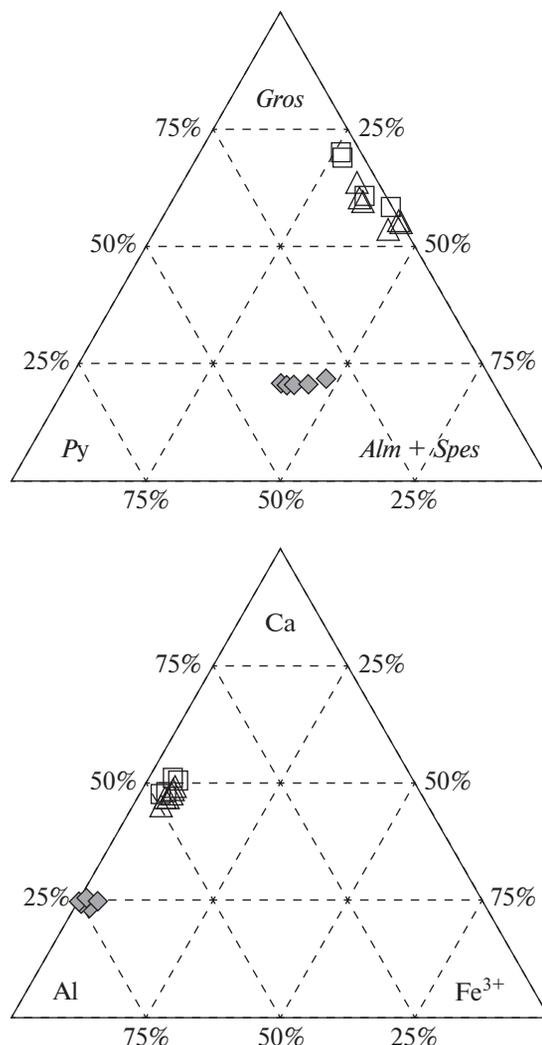


Рис. 8. Состав гранатов из эклогитоподобных пород зоны Тонта и о-ва Замогой. Условные обозначения см. рис. 6.

На рис. 9 по соотношению железистости граната, пироксена и амфибола, приведенных в табл. 5 с добавлением данных по глубинным ксенолитам из Памира (Бакиров и др., 1996) и фундамента Сибирской платформы (Шацкий и др., 2016), выделяется несколько полей, отличающихся по составу пород (и соответствующих минералов) и температурам их образования: группа магниезальных пород ($f_{Гр} = 40–53\%$), соответствующая температурам гранулитовой фации ($<700–750^\circ C$), группа обычных метагаббро ($f_{Гр} = 60–75\%$), включающая две подгруппы по температуре (гранулитовая и афиболитовая фации), и группа высокожелезистых пород ($f_{Гр} = 75–94\%$), соответствующая преимущественно гранулитовой фации. Все три типа пород гранулитовой фации соответствуют коровым ксенолитам на Сибирской платформе и на Памире.

Таблица 5. Состав главных минералов из эклогитоподобных пород Байкальского региона

| Компо- ненты | оз. Котоколь | | | | | | | | | | | | бассейн р. Холодная | | | | | | | | | | | |
|--------------------------------|--------------|-------|-------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|---------------------|--------|--------|-------|--------|--------|-------|--------|--------|--|--|--|
| | 3368 | | | 85 | | | 3334А | | | 3336 | | | 029Д | | | 15В | | | 036А | | | | | |
| | Cpx | Grt1 | Grt2 | Cpx | Grt | Amp | Cpx | Grt | Amp | Cpx | Grt | Amp | Cpx | Grt | Amp | Cpx | Grt | Amp | Cpx | Grt | Amp | | | |
| SiO ₂ | 52.00 | 39.10 | 38.30 | 52.40 | 38.50 | 42.70 | 52.20 | 37.10 | 41.60 | 51.10 | 37.20 | 41.70 | 50.80 | 38.00 | 40.70 | 52.20 | 37.30 | 43.10 | 52.10 | 39.00 | 43.70 | | | |
| TiO ₂ | 0.40 | нпо | нпо | 0.44 | нпо | 0.55 | 0.16 | 0.02 | 1.04 | 0.34 | нпо | 0.90 | 0.18 | 0.10 | 1.69 | 0.05 | нпо | 1.53 | 0.10 | нпо | 1.40 | | | |
| Al ₂ O ₃ | 3.38 | 20.50 | 20.60 | 3.39 | 21.40 | 14.70 | 1.68 | 21.10 | 12.40 | 3.37 | 20.80 | 11.70 | 2.21 | 20.90 | 12.00 | 0.48 | 20.70 | 10.80 | 1.61 | 20.90 | 12.80 | | | |
| Cr ₂ O ₃ | 2.03 | 0.49 | 0.05 | 1.64 | нпо | 0.01 | нпо | нпо | нпо | нпо | нпо | нпо | нпо | нпо | нпо | | | |
| FeO _{tot} | 4.92 | 18.70 | 19.60 | 4.75 | 20.00 | 7.85 | 9.50 | 26.00 | 14.73 | 8.68 | 24.17 | 14.39 | 13.60 | 29.80 | 22.30 | 12.60 | 28.00 | 18.40 | 10.10 | 23.00 | 14.90 | | | |
| MnO | 0.11 | 0.40 | 0.48 | 0.10 | 0.50 | 0.11 | 0.18 | 1.47 | 0.12 | 0.07 | 0.57 | 0.07 | 0.17 | 0.80 | 0.11 | 0.41 | 3.40 | 0.31 | 0.10 | 1.05 | 0.13 | | | |
| MgO | 15.20 | 10.70 | 11.30 | 14.60 | 12.50 | 15.60 | 13.60 | 7.67 | 14.70 | 13.60 | 7.55 | 13.30 | 10.51 | 3.10 | 7.31 | 11.10 | 3.32 | 8.76 | 13.10 | 4.10 | 11.00 | | | |
| CaO | 20.90 | 8.10 | 7.33 | 21.00 | 7.10 | 12.00 | 22.60 | 6.93 | 11.60 | 23.20 | 10.00 | 11.90 | 20.90 | 7.41 | 11.20 | 22.40 | 8.14 | 11.40 | 22.50 | 12.80 | 11.71 | | | |
| Na ₂ O | 1.80 | нпо | нпо | 2.02 | нпо | 3.51 | 0.54 | 0.00 | 1.97 | 0.28 | нпо | 2.26 | 0.67 | нпо | 1.55 | 0.21 | нпо | 1.15 | 0.31 | нпо | 1.57 | | | |
| K ₂ O | нпо | нпо | нпо | нпо | нпо | 0.84 | нпо | нпо | 0.33 | нпо | нпо | 0.44 | нпо | нпо | 0.05 | нпо | нпо | 1.28 | нпо | нпо | 0.18 | | | |
| Сумма | 100.74 | 97.99 | 97.66 | 100.34 | 100.00 | 97.87 | 100.46 | 100.29 | 98.49 | 100.64 | 100.29 | 96.66 | 99.04 | 100.11 | 96.91 | 99.45 | 100.86 | 96.73 | 99.92 | 100.85 | 97.39 | | | |
| Si | 1.880 | 3.000 | 2.943 | 1.901 | 2.875 | 6.179 | 1.935 | 2.858 | 6.150 | 1.887 | 2.851 | 6.286 | 1.946 | 3.014 | 6.311 | 1.995 | 2.935 | 6.589 | 1.951 | 3.012 | 6.472 | | | |
| Ti | 0.011 | 0.000 | 0.000 | 0.012 | 0.000 | 0.060 | 0.004 | 0.001 | 0.116 | 0.009 | 0.000 | 0.102 | 0.005 | 0.006 | 0.197 | 0.001 | 0.000 | 0.176 | 0.003 | 0.000 | 0.156 | | | |
| Al | 0.144 | 1.854 | 1.866 | 0.145 | 1.884 | 2.508 | 0.073 | 1.917 | 2.161 | 0.147 | 1.879 | 2.079 | 0.100 | 1.954 | 2.194 | 0.022 | 1.920 | 1.946 | 0.071 | 1.903 | 2.235 | | | |
| Cr | 0.058 | 0.030 | 0.003 | 0.047 | 0.000 | 0.001 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | | | |
| Fe ³⁺ | 0.006 | 0.115 | 0.245 | 0.020 | 0.365 | 0.000 | 0.087 | 0.364 | 0.000 | 0.080 | 0.419 | 0.000 | 0.047 | 0.006 | 0.000 | 0.000 | 0.210 | 0.000 | 0.045 | 0.000 | 0.000 | | | |
| Fe ²⁺ | 0.142 | 1.085 | 1.014 | 0.124 | 0.884 | 0.950 | 0.207 | 1.311 | 1.821 | 0.188 | 1.130 | 1.814 | 0.388 | 1.970 | 2.891 | 0.403 | 1.633 | 2.352 | 0.272 | 1.412 | 1.845 | | | |
| Mn | 0.003 | 0.026 | 0.031 | 0.003 | 0.032 | 0.013 | 0.006 | 0.096 | 0.015 | 0.002 | 0.037 | 0.009 | 0.006 | 0.054 | 0.014 | 0.013 | 0.227 | 0.040 | 0.003 | 0.069 | 0.016 | | | |
| Mg | 0.819 | 1.224 | 1.294 | 0.789 | 1.391 | 3.364 | 0.751 | 0.881 | 3.239 | 0.748 | 0.862 | 2.988 | 0.600 | 0.366 | 1.689 | 0.632 | 0.389 | 1.996 | 0.731 | 0.472 | 2.428 | | | |
| Ca | 0.810 | 0.666 | 0.603 | 0.816 | 0.568 | 1.861 | 0.897 | 0.572 | 1.838 | 0.918 | 0.821 | 1.922 | 0.858 | 0.630 | 1.861 | 0.918 | 0.686 | 1.867 | 0.903 | 1.059 | 1.858 | | | |
| Na | 0.126 | 0.000 | 0.000 | 0.142 | 0.000 | 0.985 | 0.039 | 0.000 | 0.565 | 0.020 | 0.000 | 0.661 | 0.050 | 0.000 | 0.466 | 0.016 | 0.000 | 0.341 | 0.023 | 0.000 | 0.451 | | | |
| K | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.155 | 0.000 | 0.000 | 0.062 | 0.000 | 0.000 | 0.085 | 0.000 | 0.000 | 0.010 | 0.000 | 0.000 | 0.250 | 0.000 | 0.000 | 0.034 | | | |
| Сумма | 4.000 | 8.000 | 8.000 | 4.000 | 8.000 | 16.076 | 4.000 | 8.000 | 15.967 | 4.000 | 8.000 | 15.945 | 4.000 | 8.000 | 15.633 | 4.000 | 8.000 | 15.557 | 4.000 | 8.000 | 15.497 | | | |
| f | 15.1 | 47.6 | 44.7 | 13.9 | 39.7 | 22.3 | 22.1 | 61.5 | 36.2 | 20.2 | 57.5 | 37.9 | 39.6 | 84.7 | 63.2 | 39.7 | 82.7 | 54.5 | 27.3 | 75.8 | 43.4 | | | |

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Несмотря на схожесть минеральных ассоциаций, их характер проявления и особенности состава минералов, эклогитоподобные породы Ольхонского террейна соответствуют двум разным типам, хотя в обоих случаях минерализация связана с габброидами одного комплекса. Следует отметить, что массивы габброидов широко распространены в Ольхонском террейне и относятся к разным комплексам. В пределах Крестовского субтеррейна присутствует бирхинская вулканоплутоническая ассоциация (500 млн лет) с отчетливыми надсубдукционными геохимическими характеристиками и субщелочные габброиды коллизионного этапа (470 млн лет) (Лавренчук и др., 2017, 2019; Скляр и др., 2019). В центральной части террейна массивы габброидов относятся к офиолитовой ассоциации (Sklyarov et al., 2020). Природа же многочисленных массивов, с которыми связаны эклогитоподобные породы, пока не ясна. Типичные магматические структуры и текстуры в этих габброидах обычно отсутствуют, что даже послужило основанием для рассмотрения их в качестве продукта высокотемпературной метасоматической переработки кристаллосланцев, широко представленных в зоне Тонта (Петрова, Левицкий, 1984). Учитывая близкую к изометричной форму массивов и нередкую локализацию на удалении от кристаллосланцев, такое предположение представляется маловероятным, однако нельзя не отметить признаки метасоматической переработки габброидов, такие как: присутствие типичных для высокотемпературных метасоматических пород фассаита и паргасита (Ходоревская, 2019), скаполита, шпинели, формирование мономинеральных фассаитовых и паргаситовых тел и др. В то же время фассаит не является однозначным признаком взаимодействия силикатных пород с карбонатными породами или карбонатным флюидом. Несмотря на то что наиболее часто фассаит образуется в результате взаимодействия силикатной и карбонатной сред, он иногда присутствует в магматических породах именно как продукт кристаллизации из магмы (Deer et al., 1997; Mollo et al., 2010). То же самое касается и скаполита, в частности, мейонита и натрового мейонита. Большинство проявлений скаполита связаны со скарнами и другими метасоматическими породами, однако описаны и скаполиты, которые кристаллизовались непосредственно из магмы базитового или среднего состава (Deer et al., 2004). При метасоматическом варианте геологические данные позволяют предполагать, что проработка габброидов имела место непосредственно после (или во время) их кристаллизации, а внедрение габброидов было синметаморфическим (Федоровский и др., 2014; Владимиров и др., 2017). Как раз с синметаморфическими метасоматическими процессами связано локальное проявление эклоги-

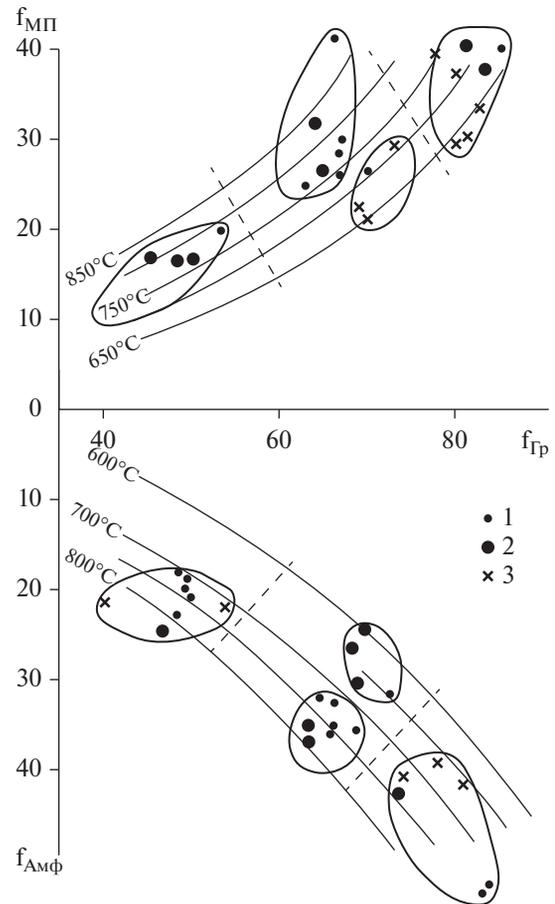


Рис. 9. Диаграмма соотношения железистости граната ($f_{Гр}$), пироксена ($f_{МП}$) и амфибола ($f_{АмФ}$) габброидов и эклогитоподобных Ольхонского террейна. Фигуративные точки составов по Байкальскому региону (1), по глубинным ксенолитам Памира (2), по (Бакиров и др., 1996), и Сибирской платформы (3), по (Шацкий и др., 2016). Пояснения см. в тексте.

топодобных пород первого типа в краевых частях габброидных массивов. По данным А.Г. Владимирова и соавторов (Владимиров и др., 2017) для гранатовых пироксенитов метаморфических пород зоны Тонта параметры метаморфизма составляют: $T = 770–820^{\circ}C$, $P = 7.7–8.6$ кбар. Составы минералов изученных нами проявлений эклогитоподобных пород зоны Тонта и приведенных в цитируемой работе близки, поэтому можно принять эти значения и в нашем случае. Эти же параметры можно принять для формирования эклогитоподобных пород, предположив, что их образование связано с локальным проявлением глиноземистого метасоматоза. Возраст гранулитового метаморфизма составляет 496–498 млн лет (Gladkochub et al., 2008).

Эклогитоподобные породы массива Замогой, хотя и локализованы в подобных габброидах, но по характеру проявления и составу слагающих их

минералов существенно отличаются от рассмотренных выше гранатсодержащих габброидов и пироксенитов. В отличие от последних нет сомнений в метаморфогенно-метасоматической природе эклогитоподобных пород массива. Кроме того, совершенно очевидна роль карбонатного субстрата, как и его инъекционной природы, при формировании зон метасоматоза, наложенных на габброиды. В этих двух зонах северо-восточного и субширотного простирания, где в виде отдельных тел присутствуют карбонатно-силикатные, реже — чисто карбонатные породы (см. рис. 3), связано массовое появление фассаита в габброидах. Появление мраморного меланжа с фрагментами тех же габброидов исключает интерпретацию карбонатных пород в качестве ксенолитов в габброидах, тем более что зона фассаитсодержащих пород пересекает весь массив. Истинный размер массива неизвестен, поскольку вмещающих пород на острове нет, но по аналогии с зоной Тонта можно предполагать, что размеры всего массива как минимум не сильно превышают размеры острова. Обсуждение вопроса о механизме внедрения карбонатов (вязкопластическое течение, карбонатный флюид или флюид—расплав) выходит за рамки настоящей статьи и более подробно рассмотрено в работе (Скляров и др., 2013).

Более сложной и интересной является строение субширотной зоны (см. рис. 3) с проявлениями эклогитоподобных пород. В отличие от северо-восточной зоны, где карбонатные и карбонатно-силикатные породы присутствуют в виде отдельных тел, здесь габброиды буквально импрегнированы кальцитом в южной части зоны. Северная же часть представлена матагабброидами с фассаитом. Карбонатные и карбонатно-силикатные породы присутствуют в виде самостоятельных буднированных жил и прожилков (см. рис. 4), но в то же время местами они слагают матрикс, в котором заключены разноразмерные фрагменты метасоматизированных габброидов и эклогитоподобных пород. Преобладающая часть этого матрикса сложена кальцитом, фассаитом, анортитом и скаполитом с разными пропорциями этих минералов. Характер проявления кальцитсодержащих пород, а также присутствие кальцит-анортитовых симплектитов в некоторых породах позволяет предполагать “пропитку” карбонатным флюидом или флюид-расплавом массива габброидов по тектонической зоне. В этой зоне в виде тел жильной формы присутствуют гранат-пироксеновые породы с крайне незначительным содержанием паргасита, цоизита, анортита, скаполита и титанита, состав которых варьирует от мономинеральных гранатитов до мономинеральных пироксенитов.

Составы минералов из эклогитоподобных пород этой зоны резко отличаются от таковых из зоны Тонта и гораздо ближе к типичным скарно-

вым. Если для зоны Тонта характерны гранаты альмандин-пироп-гроссулярового состава с достаточно высоким содержанием пиропового компонента (до 40%, см. табл. 4), то в массиве Замогой присутствуют гранаты гроссуляр-альмандинового состава с низкой долей (около 10%) андрадитового минала. В то же время отмечается существенное отличие по составу от типичных скарновых гранатов, обычно имеющих гроссуляр-андрадитовый состав с незначительным содержанием альмандинового компонента и практически полным отсутствием пиропового минала. В гранатах же массива Замогой отмечается присутствие пиропового компонента до 5%, а альмандинового до 50% (см. рис. 8, табл. 4). Пироксены являются более железистыми по сравнению с таковыми из эклогитоподобных пород зоны Тонта и из габброидов (см. рис. 6, табл. 1).

Корректная оценка *P-T* параметров образования эклогитоподобных пород массива Замогой представляется весьма затруднительной в силу двух обстоятельств: 1) процессы их образования являются явно метасоматическими, что затрудняет применение минеральных геотермометров, основанных на равновесности метаморфических реакций; 2) состав граната весьма необычен, и, возможно, необходима коррекция имеющихся геотермометров на очень высокое содержание гроссулярового компонента. Неизвестен также и возраст образования эклогитоподобных пород массива, поскольку в породах отсутствуют минералы, используемые в качестве геохронометров. Для зоны Тонта обосновано два этапа метаморфических событий (Волкова и др., 2010; Скляров и др., 2020). Первый из них с возрастом около 500 млн лет характеризуется максимальными параметрами метаморфизма — 770–820°C, 7.7–8.6 кбар. Для второго, возраст которого около 470 млн лет, фиксируются более низкие давления ($P = 4–5$ кбар) при пониженных температурах 600–700°C. Можно предполагать, что метасоматическая проработка габброидов острова Замогой связана с метаморфическими процессами второго этапа.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Эклогитоподобные породы Ольхонского террейна по характеру проявления и особенностям состава минералов соответствуют двум разным типам, несмотря на то что в обоих случаях минерализация связана с габброидами одного комплекса.

Породы первого типа встречены в краевых частях нескольких массивов зоны Тонта, где они слагают маломощные зоны, жильной или пятнистой конфигурации. Сложены они гранатом, клинопироксеном, паргаситом, в небольших количествах могут присутствовать скаполит, анортит, шпинель. Для них характерны гранаты альман-

дин-пироп-гроссулярового состава с достаточно высоким содержанием пиропового компонента (до 40%). Мы предполагаем, что локальное проявление эклогитоподобных пород первого типа в краевых частях габброидных массивов связано с синметаморфическими метасоматическими процессами. Для гранатовых пироксенитов метаморфических пород зоны Тонта параметры метаморфизма составляют: $T = 770\text{--}820^\circ\text{C}$, $P = 7.7\text{--}8.6$ кбар (Владимиров и др., 2017). Эти же параметры можно принять для формирования эклогитоподобных пород, предположив, что их образование связано с локальным проявлением глиноземистого метасоматоза на фоне гранулитового метаморфизма.

Породы второго типа обнаружены на острове Замогой в проливе Малое море. Остров сложен в различной степени метасоматизированными габброидами с многочисленными жилами сиенитов и гранитов. Эклогитоподобные породы, хотя и локализованы в габброидах того же типа, что и в зоне Тонта, но по характеру проявления и составу слагающих их минералов существенно отличаются от пород первого типа. Совершенно очевидна роль карбонатного субстрата, как и его инъекционная природа, при формировании зон метасоматоза, наложенных на габброиды. Карбонатные и карбонатно-силикатные породы присутствуют в виде самостоятельных буднированных жил и прожилков, в то же время они слагают матрикс в южной части зоны, в котором заключены разно-размерные фрагменты метасоматизированных габброидов и эклогитоподобных пород. Характер проявления кальцитсодержащих пород, а также присутствие кальцит-анортитовых симплектитов в некоторых породах позволяет предполагать “пропитку” карбонатным флюидом или флюид-расплавом массива габброидов по тектонической зоне. Составы минералов из эклогитоподобных пород массива Замогой резко отличаются от таких из зоны Тонта и гораздо ближе к типичным скарновым. Здесь присутствуют гранаты гроссуляр-альмандинового состава с небольшим количеством (около 10%) андрадитового минала.

Для рассматриваемой части Ольхонского террейна обосновано два этапа метаморфических событий (Волкова и др., 2010; Скляр и др., 2020). Первый из них с возрастом около 500 млн лет характеризуется максимальными параметрами метаморфизма – $770\text{--}820^\circ\text{C}$, $7.7\text{--}8.6$ кбар. Для второго, возраст которого около 470 млн лет, фиксируются более низкие давления ($P = 4\text{--}5$ кбар) при температурах $600\text{--}700^\circ\text{C}$. Можно предполагать, что с первым этапом метаморфизма связано образование эклогитоподобных пород первого типа, а со вторым – метасоматическая проработка габброидов массива Замогой с формированием эклогитоподобных пород второго типа.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках НИР ИНГГ СО РАН, ИЗК СО РАН и ИГМ СО РАН, при финансовой поддержке грантов Правительства РФ (№№ 075-15-2019-1883, 14.Y26.31.0029) и проекта РФФИ (№18-05-70109\18_ Арктика).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Авченко О.В., Габов Н.Ф., Козырев И.В. и др. Эклогиты Северо-Муйской глыбы: состав и генезис // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1989. № 5. С. 68–82.
- Бакиров А.Б., Лесик О.М., Лобанченко А.П., Сабитова Т.М. Признаки современного глубинного магматизма в Тянь-Шане // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 12. С. 42–53.
- 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.
- Волкова Н.И., Владимиров А.Г., Травин А.В. и др. U-Pb изотопное датирование (SHRIMP-II) цирконов из гранулитов Ольхонского региона Западного Прибайкалья: возраст протолита и проблема геодинамической интерпретации гранулитового метаморфизма // Докл. АН. 2010. Т. 432. № 6. С. 797–800.
- Габов Н.Ф., Добрецов Н.Л., Кушев В.Г. Эклогиты и эклогитоподобные породы в Северном Прибайкалье // Сб. Петрология и минералогия базитов Сибири. М.: Наука, 1984. С. 36–50.
- Гладкокуб 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.
- Грудинин М.И., Меньшагин Ю.В. О находке гранатовых ультрабазитов и эклогитов в Южно-Муйской глыбе архея (Северное Прибайкалье) // Докл. АН. 1988. Т. 299. № 2. С. 434–437.
- Демина Л.И., Ескин А.С. К вопросу об эклогитах Западного Прибайкалья // Вопросы геологии, геохимии, геофизики при поисках месторождений полезных ископаемых и инженерно-геологических изысканиях. М.: Изд-во МГУ, 1974. С. 59–69.
- Добрецов Н.Л., Буслов М.М. Позднекембрийско-ордовикская тектоника и геодинамика Центральной Азии // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 1. С. 93–108.
- Добрецов Н.Л., Соболев Н.В. (Ред.) Эклогиты и глаукофановые сланцы в складчатых областях: Новосибирск: Наука, 1989. 236 с.
- Добрецов Н.Л., Габов Н.Ф., Добрецова Л.В., Козырева Н.В. Эклогитоподобные породы (друзиты) и эклогиты в докембрийских блоках Прибайкалья // Эклогиты и глаукофановые сланцы в складчатых областях. Новосибирск: Наука, 1989. С. 7–35.

- 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.
- Доронина Н.А., Скляр Е.В.* Соотношение экологитового и гранулитового метаморфизма в пределах Южно-Муйской глыбы // Докл. АН. 1995. Т. 340. № 6. С. 793–796.
- Корреляция эндогенных процессов в метаморфических комплексах докембрия Прибайкалья // Ред. А.С. Ескин, В.В. Эз, О.В. Грабкин и др. Новосибирск: Наука, 1979. 117 с.
- Лавренчук А.В., Скляр Е.В., Изох А.Э. и др.* Особенности состава габброидов Крестовской зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) как отражение взаимодействия надсубдукционной литосферной мантии с мантийным плюмом // Геология и геофизика. 2017. Т. 58. № 10. С. 1439–1458.
- Лавренчук А.В., Скляр Е.В., Изох А.Э. и др.* Бирхинская вулканоплутоническая ассоциация (Ольхонский район, Западное Прибайкалье) — петрологические критерии комагматичности // Петрология. 2019. Т. 27. № 3. С. 327–351.
- Макрыгина В.А., Антипин В.С.* Геохимия и петрология метаморфических и магматических пород Ольхонского региона Прибайкалья. Новосибирск: Изд-во “ГЕО”, 2018. 248 с.
- Петрова З.И., Левицкий В.И.* Петрология и геохимия гранулитовых комплексов Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1984. 200 с.
- Салоп Л.И.* Геология Байкальской горной области. М.: Недра, 1967. Т. 2. 515 с.
- Скляр Е.В., Федоровский В.С., Котов А.Б. и др.* Инъекционные карбонатные и силикатно-карбонатные комплексы в коллизионных системах (на примере Западного Прибайкалья, Россия) // Геотектоника. 2013. Т. 47. № 3. С. 58–77.
- Скляр Е.В., Лавренчук А.В., Старикова А.Е. и др.* Эндогенная природа марганцевого оруденения Ольхонского террейна, Западное Прибайкалье // Петрология. 2019. Т. 27. № 1. С. 87–104.
- Скляр Е.В., Лавренчук А.В., Федоровский В.С. и др.* Региональный, контактовый метаморфизм и автометаморфизм Ольхонского террейна (Западное Прибайкалье) // Петрология. 2020. Т. 28. № 1. С. 55–71.
- Скузоватов С.Ю., Скляр Е.В., Шацкий В.С. и др.* Возраст метаморфизма и природа протолита гранулитов Южно-Муйской глыбы (Байкало-Муйский складчатый пояс) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 3. С. 575–591.
- Федоровский В.С., Скляр 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., Владимиров А.Г., Хаин Е.В. и др.* Тектоника, метаморфизм и магматизм коллизионных зон каледонид Центральной Азии // Геотектоника. 1995. № 3. С. 3–22.
- Федоровский В.С., Мазукабзов А.М., Гладкочуб Д.П.* Тектоническая позиция мраморного меланжа в аккреционно-коллизионной системе раннего палеозоя Западного Прибайкалья // Геодинамика и тектонофизика. 2014. Т. 5. № 3. С. 595–624
- Федоровский В.С., Скляр Е.В., Гладкочуб Д.П. и др.* Аэрокосмическая геологическая карта Ольхонского региона (Байкал, Россия). М.: Изд. ПЦ “Копимастер”, 2017.
- Ходоревская Л.И.* Гранитизация и высокотемпературный метасоматоз в породах основного состава: сопоставление экспериментальных и природных данных // Петрология. 2019. Т. 27. № 5. С. 557–576.
- Шацкий В.С., Ягоуц Э., Рыбошлыков Ю.В. и др.* Эклогиты Северо-Муйской глыбы: свидетельство вендской коллизии в Байкало-Муйском офиолитовом поясе // Докл. АН. 1996. Т. 350. № 5. С. 677–680.
- Шацкий В.С., Ситникова Е.С., Томиленко А.А. и др.* Эклогит-гнейсовый комплекс Муйской глыбы (Восточная Сибирь): возраст, минералогия, геохимия, петрология // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 6. С. 657–682.
- Шацкий В.С., Зедгенизов Д.А., Рагозин А.Л.* Свидетельства присутствия субдукционного компонента в алмазносной мантии сибирского кратона // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 1. С. 143–162.
- Deer W.A., Howie R.A., Zussman J.* Rock-forming minerals. A Single-Chain Silicates. Oxford: Alden Press, 1997. V. 2A. 668 p.
- Deer W.A., Howie R.A., Zussman J.* Rock-forming minerals Framework silicates, Silica minerals, feldspathoids and the zeolites. Oxford: Alden Press, 2004. V. 4B. 982 p.
- 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 Research. 2017. V. 42. P. 243–263.
- Fedorovsky V.S., Donskaya T.V., Gladkochub D.P. et al.* The Olkhon collision system (Baikal region) // Ed. E.V. Sklyarov. Structural and Tectonic Correlation across the Central Asia Orogenic Collage. North-Eastern Segment; Guidebook and Abstract Volume of the Siberian Workshop IGCP-480. Irkutsk: Institute of the Earth’s crust SB RAS, 2005. P. 5–76.
- 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.
- Mollo S., Gaeta M., Freda C. et al.* Carbonate assimilation in magmas: A reappraisal based on experimental petrology // Lithos. 2010. V. 114. P. 503–514.
- Poldervaart A., Hess H.H.* Pyroxenes in the Crystallization of Basaltic Magma // J. Geol. 1951. V. 59. № 5. P. 472–489.
- Sklyarov E.V., Lavrenchuk A.V., Fedorovsky V.S. et al.* Dismembered Ophiolite of the Olkhon Composite Terrane (Baikal, Russia): Petrology and Emplacement // Minerals. 2020. V. 10. Iss. 4(305). <https://doi.org/10.3390/min10040305>
- Whitney D.L., Evans B.W.* Abbreviations for names of rock-forming minerals // Amer. Mineral. 2010. V. 95. P. 185–187.

Eclogite-Like Metagabbro of the Olkhon Terrane, West Baikal Area**N. L. Dobretsov¹, E. V. Sklyarov^{2, 3}, M. M. Buslov^{4, 5}, A. V. Kulikova⁴, and A. V. Lavrenchuk^{4, 6}**¹*Trofimuk Institute of Petroleum-Gas Geology and Geophysics, Siberian Branch of Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia*²*Institute of the Earth crust, Siberian Branch of Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russia*³*Far Eastern Federal University, Vladivostok, Russia*⁴*Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia*⁵*Kazan Federal University, Kazan, Republic of Tatarstan*⁶*Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia*

Eclogite-like rocks of the Olkhon terrane correspond to two types according to the mode of occurrence and mineral association, and both types are related to the same type of gabbro. The rocks of the first type are composed of garnet, clinopyroxene, pargasite (\pm scapolite, \pm anorthite, \pm spinel) and are present as thin veins or patches in marginal parts of several small gabbro massifs of the Tonta Zone. Garnet has almandine-pyrope-grossular composition, content of pyrope end-member up to 40%. Rocks of the second type have been found in the Zamogoi Island in Male More Strait. The island is composed of metasomatically altered gabbro cut by numerous granite and syenite veins. Carbonate and carbonate-silicate rocks compose dismembered veins and veinlet, as well as the matrix embedding fragments of metasomatized gabbro and eclogite-like rocks in the southern part of the island. According to mode of occurrence and presence of calcite-anorthite symplectite in some rocks we assume impregnation of gabbro by carbonate fluid of fluid-melt along the tectonic zone. The zone contain veins of garnet-clinopyroxene composition (from monomineral garnetite to monomineral pyroxenite) with minor pargasite, zoisite, anorthite, scapolite and titanite. Garnet of the Zamogoi Island has grossular-almandine composition with minor andradite component (about 10%). Compositions of minerals of the Zamogoi Massif differ from compositions in Tonta Zone, they are similar to skarn minerals.

Keywords: Olkhon terrane, collisional orogeny, eclogite-like rocks, gabbro, metamorphism, metasomatism, skarn, garnet, fassaite, scapolite

УДК 551.251

НЕУСТОЙЧИВОСТЬ ПАРАГЕНЕЗИСОВ “ТРОЙНОЙ ТОЧКИ” Al_2SiO_5 КАК СЛЕДСТВИЕ ПОЛИМЕТАМОРФИЗМА ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫХ МЕТАПЕЛИТОВ

© 2020 г. И. И. Лиханов*

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

*e-mail: likh@igm.nsc.ru

Поступила в редакцию 14.12.2019 г.

После доработки 10.01.2020 г.

Принята к публикации 06.02.2020 г.

Минералы группы силлиманита (андалузит, силлиманит, кианит), широко развитые в Заангарской части Енисейского кряжа, представляют особый интерес для производства глинозема, силумина и алюминия. На примере ряда метаморфических комплексов высокоглиноземистых метапелитов, характеризующихся присутствием трех полиморфов Al_2SiO_5 , приведены геолого-структурные, минералого-петрологические и изотопно-геохронологические свидетельства их полиметаморфической истории. В изученных ореолах наложение более поздних минеральных ассоциаций на ранние в ходе разных геодинамических событий четко фиксируется по реакционным структурам и химической зональности минералов, конфигурации P - T трендов и изотопным датировкам. Эти индикаторные признаки свидетельствуют о последовательном росте полиморфов Al_2SiO_5 в результате сложной полиметаморфической истории, обусловленной сменой разных тектонических обстановок. Сравнительный анализ полученных результатов с опубликованными данными по другим регионам мира показал, что во всех изученных случаях минералы Al_2SiO_5 находились в реакционных соотношениях и образовались в разное время, хотя P - T тренды полиморфов могли проходить вблизи или непосредственно через “тройную точку”. Это позволяет сделать вывод, что минеральная ассоциация “тройной точки” Al_2SiO_5 , в которой все три полиморфа находятся в стабильном равновесии, не устойчива в метапелитах любого химического состава. Следовательно, принятое в петрологии использование таких ассоциаций для оценки P - T параметров метаморфизма и калибровки геотермометров не является корректным.

Ключевые слова: полиморфы Al_2SiO_5 , высокоглиноземистые метапелиты, “тройная точка”, полиметаморфизм, Енисейский кряж, Сибирский кратон

DOI: 10.31857/S0869590320060047

ВВЕДЕНИЕ

В Заангарской части Енисейского кряжа широко развиты метаморфические комплексы высокоглиноземистых метапелитов. В 70-х гг. прошлого века в ходе поисковых и горных работ Ангарской ГРЭ ПГО “Красноярскгеология” здесь были открыты месторождения и рудопроявления минералов группы силлиманита – МГС (андалузит, силлиманит, кианит), являющиеся качественным сырьем для производства алюминия, силумина, огнеупоров, керамики и другой дефицитной продукции (Лепезин и др., 2010). В 90-х гг. перспективы этих месторождений были подтверждены для ряда участков в пределах центральной части Заангарья Енисейского кряжа (Маяконский, Чиримбинский, Панимбинский, Тейский и др.). В настоящее время суммарные прогнозные ресурсы этих участков в пересчете на полезные минералы на глубину 50 м оцениваются около 200 млн тонн (Kozlov, 2017). В последние

годы исследование высокоглиноземистых метапелитов приобретает особую актуальность как в прикладном (алюминиевая промышленность России обеспечена глиноземом собственного производства только на 30%, остальные его объемы импортируются из стран ближнего и дальнего зарубежья), так и в теоретическом аспекте в связи с необходимостью создания количественной теории метаморфогенного рудообразования.

Минералы группы силлиманита – кианит, андалузит и силлиманит – важнейшие индикаторы метаморфизма в горных породах. При одинаковом химическом составе они имеют разную кристаллическую структуру, стабильную при различных P - T параметрах (Kerrick, 1990). На основе различных трендов изменения температуры с глубиной и соотношения этих трендов на P - T диаграмме с полями устойчивости полиморфов Al_2SiO_5 выделяются разные “барические” типы метаморфизма. Анда-

лузит устойчив при низких давлениях и температурах; с повышением давления он сменяется кианитом, а при увеличении температуры они оба замещаются силлиманитом. Это приводит к формированию зональных метаморфических комплексов, что используется для выделения фациальных серий низких и умеренных давлений.

“Тройная точка”, соответствующая равновесному сосуществованию всех полиморфов Al_2SiO_5 , — один из наиболее важных инвариантных узлов в метаморфической петрологии. Минеральные ассоциации с участием полиморфов “тройной точки” информативны для калибровки геотермобарометров, выявления индикаторных изотопных характеристик и ряда других геохимических параметров (Ревердатто и др., 2017). В литературе описаны несколько природных наблюдений с совместными находками трех алюмосиликатов в одном образце, к наиболее известным из которых относятся Белз Бьюитт в Айдахо (Hietanen, 1956), Маунт Мусилок в Нью-Гэмпшире (Rumble, 1973; Hodges, Spear, 1982) и поднятия Рио Мора, Пикирус и Тручас в Нью-Мексико (Holdaway, 1978; Grambling, 1981; Holdaway, Goodge, 1990). Они считались характерными примерами зональных ореолов одноактного метаморфизма, формировавшихся при P - T параметрах “тройной точки”. Это, так называемый тип Айдахо по классификации (Hietanen, 1967), где имело место образование ассоциации андалузита с кианитом и силлиманитом. Пересмотр этих объектов с применением новейших методов исследований показал, что во всех случаях минералы Al_2SiO_5 образовались в разное время. В целом ряде работ приведены очевидные доказательства последовательного роста полиморфов, что связано со сложной полиметаморфической историей при изменении термодинамических условий и тектонических обстановок (Grover et al., 1992; Williams, Karlstrom, 1996; Carey et al., 1992). Анализ этих наблюдений с экспериментальными данными и результатами термодинамического моделирования позволил Д. Паттисону (Pattison, 2001) сделать вывод, что минеральная ассоциация “тройной точки” Al_2SiO_5 , в которой все три полиморфа находятся в стабильном равновесии, не устойчива в типичных метапелитах, протолиты которых обычно представлены аргиллитами, алевролитами, песчаниками и граувакками.

Теоретически благоприятная ситуация для одновременного появления андалузита, силлиманита и кианита возможна только в менее распространенных в природе высокоглиноземистых составах пород, преимущественно сложных глинистыми сланцами и метаморфизованными продуктами кислого вулканизма. В настоящей статье на основе теоретического анализа устойчивости минеральных реакций в метапелитовой системе и реконструкции P - T - t эволюции метаморфических

комплексов высокоглиноземистых метапелитов Енисейского кряжа, характеризующихся присутствием трех полиморфов Al_2SiO_5 , приведены геолого-структурные, минералого-петрологические и изотопно-геохронологические свидетельства их полиметаморфической истории.

АНАЛИЗ УСТОЙЧИВОСТИ АССОЦИАЦИЙ “ТРОЙНОЙ ТОЧКИ” В МЕТАПЕЛИТОВОЙ СИСТЕМЕ

Экспериментальная база в отношении положения “тройной точки” Al_2SiO_5 противоречива. В частности, точки пересечения линий равновесия $Ms^1 + Qz = Sil + Kfs + H_2O$ и $And = Sil$, по данным М. Холдэуэя (Holdaway, 1971) и С. Ричардсона и др. (Richardson et al., 1969), находятся соответственно при 615 и 675°C и 2.1 и 4.1 кбар. С одной стороны, если руководствоваться данными М. Холдэуэя (Holdaway, 1971), то минеральная ассоциация $And + Bt + Crd \pm Chl$ должна быть стабильна только лишь при очень низком давлении (<2.5 кбар), что находится в противоречии с широким развитием этого парагенезиса при региональном метаморфизме. С другой стороны, железистые кордиериты в составе ассоциации $Crd + Kfs + Sil + Bt + Ms + Qz$ должны быть устойчивы только при $P_{H_2O} < 2.6$ кбар (Holdaway, Lee, 1977), что не согласуется с экспериментальными данными по границам их стабильности (Skippen, Gunter, 1996; Carey, 1995). Несмотря на продолжающиеся дискуссии, в настоящее время большинством петрологов положение “тройной точки” принимается в P - T интервале 500°C при 3.8 кбар (Holdaway, 1971; Holdaway, Mukhopadhyay, 1993) и 550°C при 4.5 кбар (Pattison, 1992; Pattison et al., 2002) (рис. 1), что согласуется с современными термодинамическими (Holland, Powell, 1985; Bohlen et al., 1991) и экспериментальными (Kerrick, Heningger, 1984) данными. Неустойчивость минеральных ассоциаций “тройной точки” Al_2SiO_5 , в которой все три полиморфа находятся в стабильном равновесии, в типичных $Ms + Bt + Qz$ метапелитах обусловлена тем, что первое появление минерала Al_2SiO_5 в таких составах пород происходит при более высоких температурах относительно положения “тройной точки” (рис. 1), что соответствует конфигурации большинства современных петрогенетических схем (Кориковский, 1979; Spear, Cheney, 1989; Powell, Holland, 1990; Pattison, Tracy, 1991; Xu et al., 1994). Среди наиболее известных минеральных реакций, ответственных за первое появление алюмосиликатов в системе K_2O - FeO - MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O (KFMASH), можно отметить следующие: $Ms + Chl + St + Qz = Als + Bt + H_2O$,

¹ Здесь и далее в тексте символы минералов приняты по (Whitney, Evans, 2010).

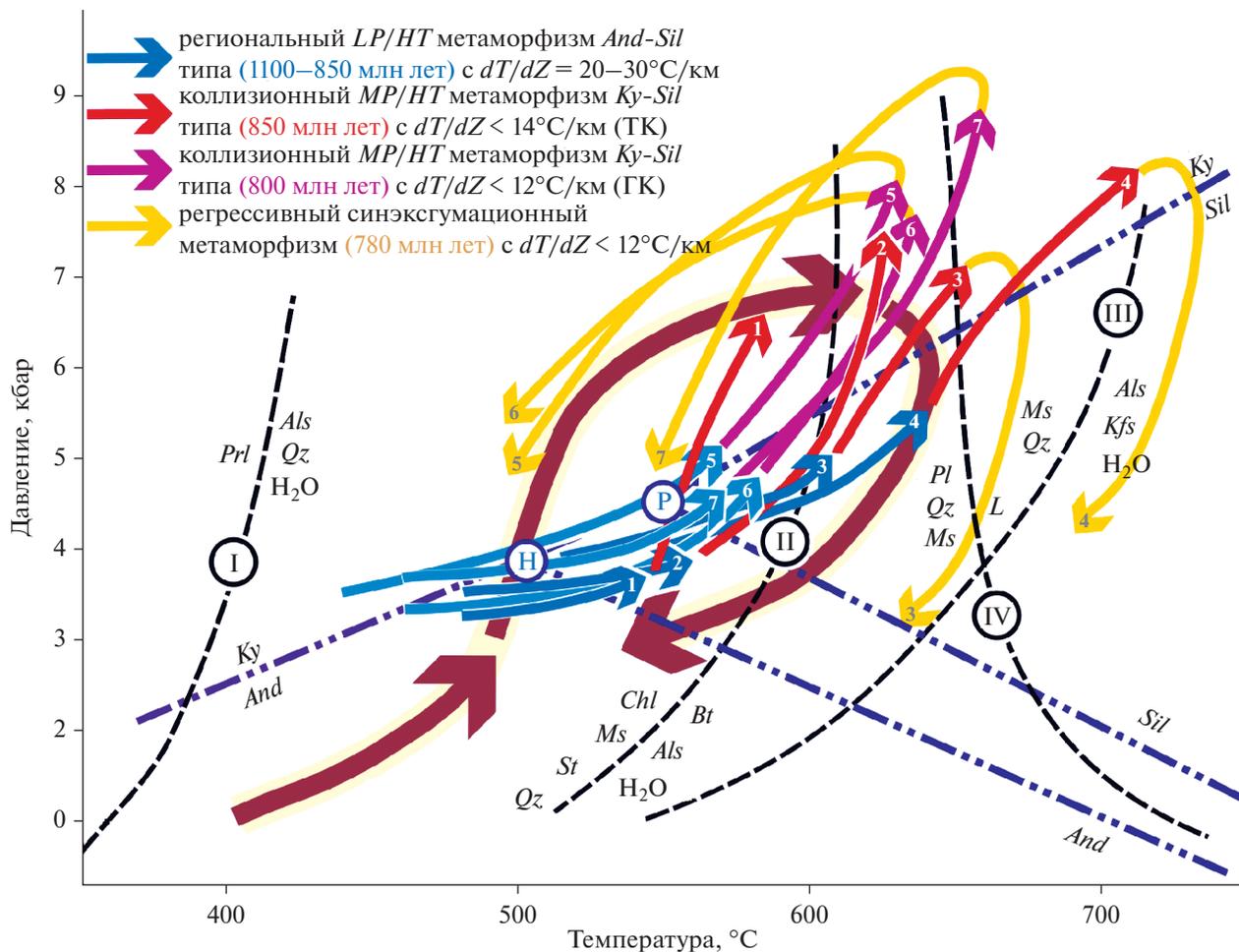


Рис. 1. *P-T* тренды метаморфизма для высокоглиноземистых метапелитов Заангарья Енисейского кряжа в сравнении с *P-T* эволюцией *And + Ky + Sil*-содержащих пород из других регионов мира.

Арабские цифры на сегментах *P-T* траекторий соответствуют изученным регионам Енисейского кряжа: Тейский комплекс (ТК): 1 – маяконский (Лиханов и др., 2001), 2 – полканский (Лиханов и др., 2011а), 3 – тейский (Лиханов и др., 2011б), 4 – чапский (Лиханов и др., 2008б); Гаревский комплекс (ГК): 5 – енисейский, 6 – тисский и 7 – гаревский (Лиханов и др., 2013в) участки. В хлоритоидсодержащих ассоциациях маяконского и полканского участков первое появление андалузита фиксируется ниже положения “тройной точки” [H] в соответствии с расчетами *P-T* параметров минеральных равновесий. Жирной линией (петля со стрелкой) в направлении *And → Ky → Sil → And* показана обобщенная эволюция метаморфизма районов Белз Бьюитт, Айдахо (Grover et al., 1992; Carey et al., 1992); Маунт Мусилок, Нью-Гэмпшир (Florence et al., 1993; Kohn et al., 1992), Рио Мора, Пикурис и Тручас, Нью-Мексико (Williams, Karlstrom, 1996) и пояса Вивьеро в варисцидах Северо-Западной Иберии, Испания (Reche et al., 1998), включающая прогрессивные и регрессивные этапы. Пунктирными линиями с римскими цифрами приведены известные минеральные равновесия для метапелитовой системы: I – (Haas, Holdaway, 1973); II – (Pattison, 2001), III – линия солидуса пелитов в водонасыщенной системе (Le Breton, Thompson, 1988), IV – (Chatterjee, Johannes, 1974). Координаты тройной точки и линии моновариантных равновесий полиморфов Al_2SiO_5 приведены по (Pattison, 1992) [P] и (Holdaway, 1971) [H].

$Ms + Chl + Qz = Als + Crd + Bt + H_2O$, $Ms + St + Qz = Als + Grt + Bt + H_2O$, $Ms + Chl + Grt = Als + Bt + Ilm + H_2O$ (Pattison, Tracy, 1991; Лиханов и др., 2005, 2008а; Menard, Gordon, 1997; Graesner, Schenk, 1999; Triboulet, Audren, 1985; Thomson, Guidotti, 1989; Whitney et al., 1996; Cesare, 1999).

Появление ассоциации “тройной точки” в таких породах может быть связано только с расширением стабильности *Als + Bt* за счет альтернатив-

ного парагенезиса $Ms + Chl + St + Qz$ со смещением границы его устойчивости в область более низких температур к условиям “тройной точки”, вызванным влиянием малых компонентов, особенно Mn_2O_3 и Fe_2O_3 , и уменьшением активности воды (a_{H_2O}) в сложном C-O-H флюиде (Сафонов и др., 2019). Однако, в отличие от существенного влияния Zn на расширение температурной стабильности ставролитсодержащих парагенезисов, эффект малых элементов (Ti, Fe^{3+} , Mn^{3+}) на расширение температурной стабильности *Als + Bt*

незначителен ($<10^\circ\text{C}$) даже в случае очень высоких их концентраций (White et al., 2000). Более существенное снижение границы устойчивости андалузита к условиям тройной точки (40°C и 0.9 кбар) отмечено только в существенно обогащенных марганцем породах Нью-Мексико (Grambling, Williams, 1985). Для того чтобы сдвинуть положение моновариантной реакции $Ms + Chl + St + Qz = Als + Bt + \text{H}_2\text{O}$ до положения принятых в работе “тройных точек”, величина $a\text{H}_2\text{O}$ должна находиться в диапазоне 0.78–0.43 (Pattison, 2001). Это гораздо ниже, чем значения $a\text{H}_2\text{O}$ в С–О–Н и С–О–Н–S флюидах в графитсодержащих метапелитах, отвечающих условиям “тройной точки” (0.96 и 0.90; Connolly, Cesare, 1993). Так сказать, значительно меньше, чем может быть образовано в результате прогрессивных реакций дегидратации, что согласуется с результатами по эволюции флюида в высокоглиноземистых роговиках Енисейского кряжа и Кузнецкого Алатау (Likhonov et al., 2001). Такой сценарий возможен только при инфильтрации сложного флюида с низкой долей воды, вызывающего разбавление практически чисто водного состава, что расходится с концепцией внутренней буферной способности (емкости) минеральных ассоциаций по отношению к летучим компонентам (Greenwood, 1975). Таким образом, потенциальный суммарный эффект этих факторов недостаточен для понижения температуры первого появления минерала Al_2SiO_5 до P - T положения “тройной точки” в интервале от 40 до 90°C , что согласуется с данными по эволюции метапелитов во многих регионах мира (Pattison, Tracy, 1991). Следует отметить, что кроме термодинамического аспекта, указывающего на невозможность равновесного сосуществования всех трех полиморфов, не менее важны кинетические факторы, играющие значительную роль в формировании микроструктур пород, ориентированном росте зерен, температурном “переступании” через положение минерального равновесия и возможности метастабильного образования минералов вне поля их устойчивости (Pattison, 1997; Reverdatto et al., 2019).

Таким образом, одновременное появление всех полиморфов Al_2SiO_5 может произойти только в более редких в природе высокоглиноземистых составах пород, включающих специфические метапелиты, одновременно обогащенные железом и глиноземом. По сравнению с типичными метапелитами в высокоглиноземистых разновидностях выявлены существенные отличия в эволюции метаморфизма при $T < 570^\circ\text{C}$ (Лиханов и др., 2005), обусловленные развитием хлоритоида раньше биотита на самых низких ступенях и изменением последовательности минеральных превращений в среднетемпературной области. В пиррофиллитсодержащих протолитах появление алюмосили-

ката возможно при температуре около 400°C за счет следующей реакции: $Prl = Als + Qz + \text{H}_2\text{O}$ (Haas, Holdaway, 1973) (рис. 1). При увеличении температуры на средних ступенях метаморфизма изограда появления алюмосиликата располагается ниже 500°C за счет следующих реакций с участием хлоритоида: $Cld + Qz = Als + Chl + \text{H}_2\text{O}$ (Mengel, Rivers, 1994; Spear, 1993), $Ms + Chl + Cld + Qz = Als + Bt + \text{H}_2\text{O}$, $Ms + Chl + Cld = Als + Bt + \text{H}_2\text{O}$, $Ms + Cld + Qz = Als + Bt + \text{H}_2\text{O}$ и др. (Okuyama-Kusunose, 1993; Thompson, Norton, 1968, Likhonov et al., 2001; Лиханов, 2003; Лиханов, Ревердатто, 2011). В целом характер и P - T особенности наблюдаемых минеральных превращений (ниже или вблизи температуры “тройной точки” [Н], рис. 1) хорошо согласуются с результатами термодинамического моделирования (Лиханов и др., 2005), полученными с использованием базы данных (Berman, 1988), включающей термодинамические параметры фаз, наиболее соответствующих природным парагенезисам высокоглиноземистых метапелитов. В ассоциациях без хлоритоида первое появление алюмосиликатов в высокоглиноземистых и типичных метапелитах практически совпадает, варьируя выше положения “тройной точки” от 580 – 600°C при 4.5 кбар до 610 – 630°C при 5.5 кбар (Лиханов и др., 2008а).

Всем этим требованиям в полной мере отвечают высокоглиноземистые метапелиты Заангарья Енисейского кряжа, в которых обнаружена ассоциация трех алюмосиликатов – андалузита, силлиманита и кианита.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ОСНОВНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

Енисейский кряж представляет собой древний ороген коллизионно-аккреционный типа, расположенный на западной окраине Сибирского кратона. Он вытянут в субмеридианальном направлении вдоль р. Енисей почти на 700 км при ширине от 50 до 200 км (рис. 2, врезка). Геофизические данные свидетельствуют о вертикальном утолщении и транспрессионной обстановке; ширина складчатой области Енисейского кряжа на глубине более 10 км вдвое уменьшается, что придает ему грибовидную форму (Старосельцев и др., 2003). Глубина залегания поверхности Мохоровича под Енисейским кряжем по сравнению с соседними регионами увеличена от 40 до 50 км (Сальников, 2009). Таким образом, этот ороген обладает структурой с утолщенной корой, сохраняющейся в течение длительного геологического времени. Коллизионная модель формирования структуры земной коры в регионе подтверждается данными сейсмического профилирования и обосновывается “скупиванием” пород неопро-

розовских формаций (Митрофанов и др., 1988). В строении Енисейского кряжа выделяются два крупных сегмента – Южно-Енисейский и Заангарский, разделенные субширотным Нижнеангарским региональным разломом (Ножкин и др., 2016). К югу от этого разлома выделяются два структурных элемента – палеопротерозойский кратонный Ангаро-Канский блок и неопротерозойский островодужный Предивинский террейн (рис. 2). К северу от Нижнеангарского разлома, в заангарской части, Енисейский кряж сложен палеопротерозойскими и мезо-неопротерозойскими породами, составляющими Восточный и Центральный кратонные блоки и Исаковский (западный) островодужный террейн. Все тектонические блоки и пластины разделены крупными региональными разломами – системами дизъюнктивов преимущественно северо-западного простирания с субвертикальным падением (Ножкин и др., 2011). Отличительной особенностью приразломных структур является развитие специфического комплекса тектонитов – бластомилонитов и катаклазитов, прослеживающихся через весь кряж в виде ряда мощных зон субмеридианального простирания (Козлов и др., 2012). Региональные разломы (Приенисейский, Татарско-Ишимбинский и др.) часто сопровождаются опережающими структурами более высокого порядка, вблизи которых происходит коллизия мелких блоков с образованием надвигов (Егоров, 2004). Последнее вызывает неоднородный по давлению региональный метаморфизм, выраженный сочетанием двух фациальных серий низких и умеренных давлений (Лиханов и др., 2006; Likhanov, Reverdatto, 2011).

Условия и время заложения региональных глубинных разломов в регионе остаются неясными. Однако интерпретация геохронологических данных разновозрастных популяций монацитов в тектонитах, испытавших перекристаллизацию в ходе последовательных деформационных процессов, указывает на неоднократную активизацию Приенисейской региональной сдвиговой зоны в регионе в диапазоне времени 1.54–0.6 млрд лет (Лиханов и др., 2013а). Это также обосновано тектоническим совмещением разновозрастных блоков высоко- и слабометаморфизованных кристаллических пород, характером взаимоотношений разломов с разновозрастными магматическими комплексами и наблюдениями синтетектонической зональности дислокационных процессов.

Детальный обзор геохронологии, тектонической позиции и геодинамической природы комплексов, участвующих в строении региона, приведены в работах (Лиханов и др., 2014, 2018). Там же представлена хронологическая последовательность крупных этапов и событий в геологической истории Енисейского кряжа, сформировавших его тектонический облик.

ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТОВ ИССЛЕДОВАНИЯ

В качестве объектов исследования выбраны четыре участка в пределах тейского комплекса (маяконский, полканский, чапский и тейский) и тисский участок гаревского комплекса Заангарской части Енисейского кряжа (рис. 2). Они приурочены к линейным зонам смятия вдоль Татарско-Ишимбинской и Приенисейской систем разломов соответственно. Эти зоны представляют собой систему сближенных субпараллельных разломов сдвиговой, взбросовой и надвиговой кинематики, концентрирующих деформации сдвига, а также их комбинаций с проявлениями приразломного катаклаза, меланжирования и динамометаморфизма породных массивов (Козлов и др., 2020). Их протяженность определяется сотнями километров при ширине зоны стресс-метаморфизма от сотен метров до первых десятков километров. Как правило, эти линеamentные зоны играют роль швов, разделяющих тектонические блоки региона и являющихся областями их активного взаимодействия (Likhanov, Santosh, 2017).

В разрезе складчатых структур Центрального блока наиболее древним является гаревский комплекс, в составе которого выделены немтихинская и малогаревская метаморфические толщи (Likhanov, Santosh, 2019). Гаревский комплекс в западной части Центрального блока надстраивается тейским комплексом, в результате чего малогаревская толща перекрывается нижнепротерозойскими отложениями свиты хребта Карпинского (PR,hk) тейской серии. В тектоническом отношении район развития тейского комплекса располагается главным образом в пределах осевой части Центрального блока, складчатая структура которого осложнена серией дизъюнктивов северо-западного простирания, относящихся к Татарскому глубинному разлому, а также рядом второстепенных надвигов преимущественно субмеридианального направления. Гаревский комплекс располагается в пределах Приенисейской региональной сдвиговой зоны, разделяющей Центральный кратонный блок и Исаковский островодужный террейн (Likhanov et al., 2018).

Важнейшей особенностью изученных метаморфических комплексов является неоднородность метаморфизма по режиму давления, выраженная в проявлении регионального метаморфизма двух фациальных серий: *And-Sil* (низких давлений) и *Ky-Sil* (умеренных давлений). Наиболее характерным примером совмещенной зональности двух фациальных серий является **тейский участок** (рис. 3), расположенный в среднем течении р. Теи в междуречье Курепы и Уволги (Лиханов и др., 2011б). В геологическом строении этого района принимают участие протерозойские регионально-метаморфические образования тейской и сухопитской серий. В ядре Тейской антиклинали, запрокинутой на юго-запад под углом 50°–65°, обнажены наиболее древние метаморфизован-

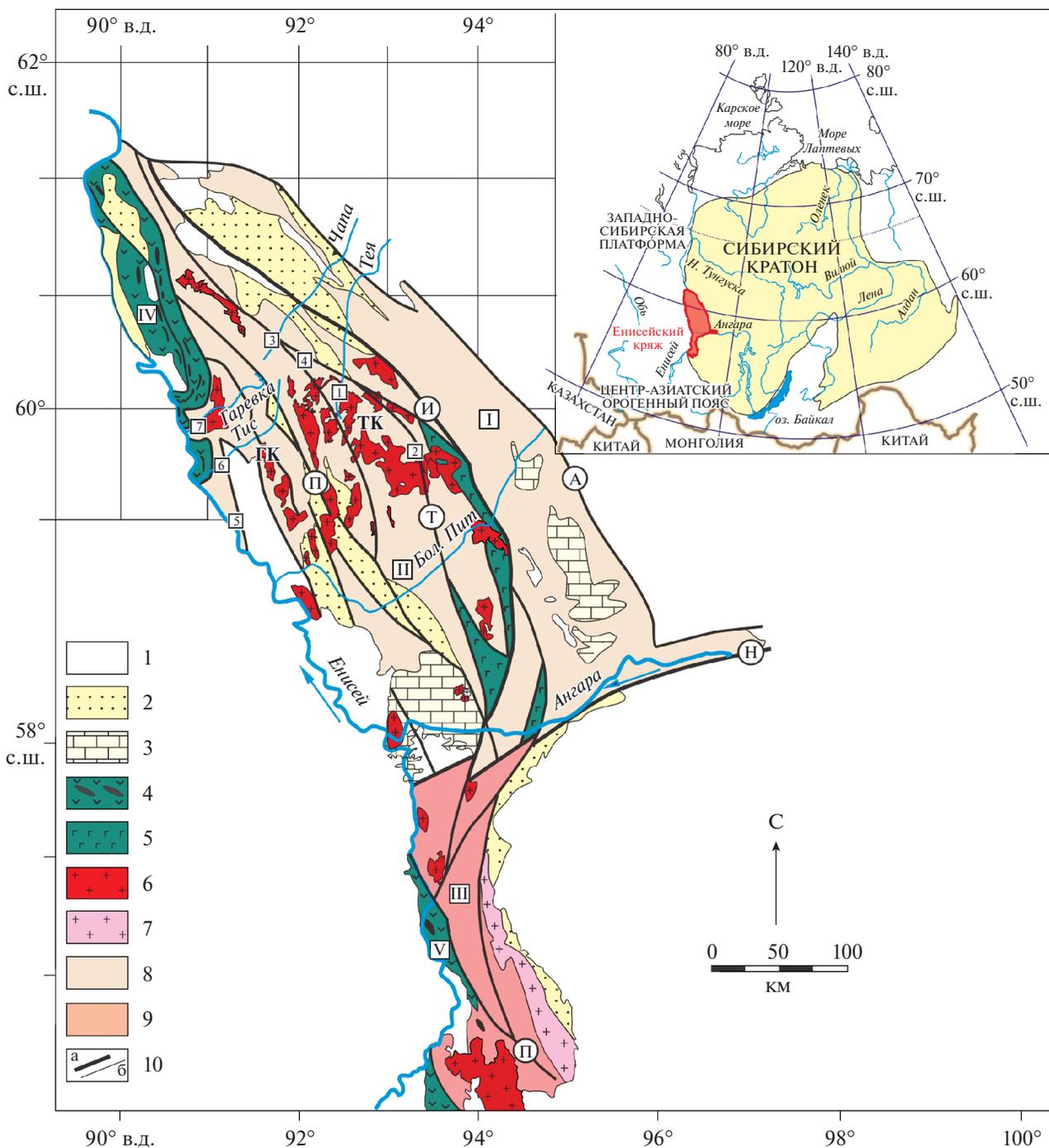


Рис. 2. Схематическая тектоническая карта Енисейского кряжа и местоположение участков с проявлением ассоциации “тройной точки” $And + Sil + Ky$. ГК и ТК – гаревский и тейский метаморфические комплексы. *На врезке* – положение Енисейского кряжа в структуре Сибирского кратона.

1 – чехол (Pz–Kz); 2 – молассы (NP₂₋₃); 3 – карбонатные отложения (NP₂₋₃); 4 – офиолитовые и островодужные комплексы аккреционного пояса (NP₂); 5 – окраинно-континентальные терригенно-карбонатные и метаморфические комплексы докембрия (PP₃₋₄–NP₃); 6 – порфиробластические гнейсы, гранитогнейсы и гнейсограниты гранитогнейсовых куполов (MP₃–NP₁); 7 – гранитоидные комплексы Татарско-Ишимбинской и Приенисейской систем разломов, в том числе щелочные сиениты (NP₃), нижнеканские и рапакивиподобные граниты (MP₃–NP₃); 8 – таракские гранитоиды (PP₃); 9 – вулканогенные породы Рыбинско-Панимбинского пояса (MP₁–MP₂); 10 – разломы (а) и прочие геологические границы (б). Тектонические блоки: I – Восточный и II – Центральный Заангарского сегмента; III – Южно-Енисейский (Ангаро-Канский) сегмент, IV – Исаковский и V – Предивинский террейны. Региональные разломы: И – Ишимбинский, Т – Татарский, П – Приенисейский, А – Анкиновский, Н – Нижнеангарский. Номера объектов исследования показаны в соответствии с рис. 1.

ные метакarbonатно-терригенные породы тейской серии нижнего протерозоя, прорванные гранитоидами Каламинского массива. Крылья антиклинали сложены менее метаморфизованными породами кординской и горбилокской свит сухопитской серии нижнего–среднего рифея. В строении региона с юго-запада на северо-восток выделяются четыре зоны регионального метаморфизма со следующей последовательностью предельных минеральных ассоциаций: 1) $Bt + Ms + Chl + Qz + Pl$ (*Bt* зона); 2) $Grt + Bt + Ms + Chl + Qz + Pl$ (*Grt* зона); 3) $St + Grt + Bt + Ms + Chl + Qz + Pl + Crd \pm And$ (*St-And* зона) и 4) $Sil + St + Grt + Bt + Ms + Qz + Pl \pm And \pm Crd$ (*Sil* зона) (рис. 3). В пределах *St-And* зоны в малоглиноземистых недосыщенных K_2O метатерригенных породах рязановской свиты иногда устойчив жедрит и куммингтонит в ассоциации с гранатом и кордиеритом. В целом в изученном районе региональный метаморфизм характеризуется симметричной зональностью в структуре Тейской антиклинали и отличается ростом степени метаморфизма по направлению к ядру антиклинали. По характеру метаморфической зональности прогрессивный метаморфизм изученных пород относится к сравнительно малоглубинному *LP/HT* андалузит-силлиманитовому типу (бьюкенский тип зональности), промежуточному между пиренейским и мичиганским типами зональности по классификации А. Хитанен (Hietanen, 1967). Его *P-T* условия соответствуют переходу от фации зеленых сланцев до границы между эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фациями. С приближением к надвигу породы *St-And* и *Sil* зон испытывают наложенный метаморфизм. Этот переход фиксируется по появлению в регионально-метаморфических породах кианита и фибролита – волокнистой игольчатой разновидности силлиманита (изограда кианита) с развитием предельной ассоциации $Ky + St + Grt + Ms + Bt + Qz + Pl + Sil + Fi$ с реликтами *And*. Временные соотношения между появлением кианита и фибролита не установлены. Область распространения пород кианит-ставролитовой субфации фации кианитовых сланцев ограничена разломом северо-западного простирания и не превышает в ширину 4–5 км, что наряду с секущим характером новых изоград свидетельствует о локальном характере наложенного метаморфизма. Появление *Ky* и развитие новых деформационных структур свидетельствует о том, что наложенный метаморфизм проходил в обстановке повышенного давления и может быть отнесен к *Ky-Sil* типу (барровианский тип зональности). Региональный метаморфизм *And-Sil* типа осуществлялся в широком диапазоне пиковых температур от 510°C в биотитовой зоне до 640°C в силлиманитовой зоне при изменении давления от 3.9 до 5.1 кбар, что свидетельствует о метаморфическом градиенте $dT/dH = 25–35^\circ\text{C}/\text{км}$. Наложенный метаморфизм умеренных давлений *Ky-Sil* типа происходил при постепенном повышении давления от 5.65 до 7.15 кбар при незначительном повы-

шении максимальной температуры (от 660 до 700°C) при приближении к надвигу, что указывает на весьма низкое значение $dT/dH \leq 10–12^\circ\text{C}/\text{км}$ (Лиханов и др., 2011а).

Относительно местоположения тейского участка, полканский и чапский участки располагаются северо-западнее в 40 и 70 км соответственно; маяконский участок находится в 80 км на юго-восток, а тисский участок – в 100 км на юго-запад (рис. 2).

Полканский участок, выделенный в междуречье Чапы–Гаревки–Тиса в районе горы Гаревский Полкан (рис. 2), принадлежит антиклинорию хребта Карпинского северо-западного простирания. В геологическом строении района принимают участие нижнепротерозойские (1650–1500 млн лет) регионально-метаморфические породы свиты хребта Карпинского с пологим ($10^\circ–15^\circ$), почти горизонтальным залеганием и мощностью около 3 км, слагающие Полканскую антиклиналь. В районе исследования наиболее удаленные от надвига метапелиты низких давлений представлены минеральной ассоциацией $Ms + Chl + Bt + Cld + And + St + Qz + Pl + Ilm$, испытавшие с приближением к надвигу коллизионный метаморфизм умеренных давлений кианит-силлиманитового типа. Видимая мощность распространения этих пород, ограниченная на западе надвигом, на востоке – разломами северо-западного простирания, не превышает 4–5 км. В пределах этой территории по особенностям структурно-вещественного преобразования метапелитов параллельно шву надвига выделяются три метаморфические зоны. Предельная ассоциация $Ky + St + Grt + Ms + Bt + Qz + Pl + Sil$ с реликтами андалузита и хлоритоида возникла в условиях фации кианитовых сланцев (Лиханов и др., 2011а).

Маяконский участок находится в бассейнах рек Еруда и Чиримба, где мезопротерозойские (1350–1250 млн лет) осадочные породы кординской свиты испытали метаморфизм низких и умеренных давлений (Лиханов и др., 2001) (рис. 2). В районе исследования метапелиты низких давлений, представленные $Ms + Chl + Bt + Cld + And + Qz + Ilm \pm Crd$ минеральной ассоциацией, образовались в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций. Породы умеренных давлений, характеризующиеся ассоциацией $Ms + Chl + Bt + Qz + Ky + St + Grt + Ilm + Pl$ с реликтами андалузита и присутствием силлиманита и фибролита, метаморфизованы в условиях фации кианитовых сланцев. Они слагают зону шириной от 5 до 7 км и протяженностью не менее 20 км, ограниченную с востока Панимбинским надвигом северо-западного простирания, за которым (северо-восточнее) развиты нижнепротерозойские метатерригенно-карбонатные породы тейской серии. Параллельно шву Панимбинского надвига выделены три метаморфические зоны “наложенного” метаморфизма, различающиеся соотношением реликтовых и

новообразованных минералов и степенью деформации пород (Лиханов и др., 2007).

Чапский участок расположен в среднем течении р. Чапа между устьями ее притоков Нижняя Ведуга и Еловая (Лиханов и др., 2008б) (рис. 2). В его геологическом строении принимают участие нижнепротерозойские (≥ 1650 млн лет) осадочно-метаморфические образования тейской серии, слагающие Чапскую антиклиналь, шарнир которой погружается в северо-западном направлении под углом 15° – 30° . В ядре антиклинали выходят кварциты и кристаллические сланцы свиты хребта Карпинского; крылья антиклинали сложены метатерригенно-карбонатными породами (мраморы с подчиненным количеством кристаллических сланцев) пенченгинской свиты. В районе исследования наиболее удаленные от надвига метapelиты низких давлений пенченгинской свиты и свиты хребта Карпинского, представленные соответственно минеральными ассоциациями $Ms + Chl + Bt + Qz + Pl$ и $And + St + Sil + Grt + Ms + Bt + Qz + Chl$, образовались в условиях зеленосланцевой и низов амфиболитовой фаций. Пространственный переход от регионально-метаморфических пород низких давлений к породам более высоких давлений фиксируется по одновременному появлению в породах кианита (изограда кианита). Ширина области распространения этих пород составляет 5–7 км и ограничена с востока надвигом северо-западного простирания (Лиханов и др., 2006).

Тисский участок, расположенный в нижнем течении р. Тис (рис. 2), является типичным для Гаревского комплекса, включающего также енисейский и гаревский участки. В районе исследования его породы представлены интенсивно деформированными и мигматизированными гнейсами и кристаллическими сланцами с предельной ассоциацией $Grt + Bt + Ms + Pl + Qz \pm St \pm Ilm \pm Ky \pm Sil \pm And \pm Ep$ состава, пронизанными крутопадающими расланцеванными дайками гранитов и габброидов (Лиханов и др., 2013б). Отличительной особенностью изученных метapelитов является развитие специфических порфириобласт граната с тремя контрастными зонами. Ядра сложены гранатом округлой или эллипсоидной формы с хаотически ориентированными включениями минералов основной массы. Их обрамляет средняя зона деформированного граната с обилием черных микровключений ильменита и графита. Внешняя оболочка сложена идиоморфным гранатом. Наряду с обильными включениями минералов основной массы, практически во всех зонах гранатов присутствуют монацит, а ксенотим и эпидот встречаются только во внутренней зоне (Likhonov et al., 2015).

Для всех изученных участков с ассоциацией “тройной точки” наблюдается похожая закономерность в изменении набора минеральных ассоциаций в анизотропных по температуре метаморфических зонах, но с различным соотношением реликтовых и новообразованных минералов и

степенью деформации пород. Некоторые минералогические отличия обусловлены отсутствием кордиерита (чапский, тисский и полканский участки) и развитием хлоритоида (полканский и маяконский участки) на самых низких ступенях метаморфизма. Появление редких парагенезисов ($Cld + Bt$ и $Cld + Bt + And$) и изменение характера зональности в метapelитах $And-Sil$ типа полканского и маяконского участков может быть связано с большей устойчивостью Mn-граната на средних ступенях метаморфизма (Лиханов и др., 2005).

Микроструктурные взаимоотношения между полиморфами Al_2SiO_5 свидетельствуют о последовательном росте андалузита, силлиманита, фибролита и кианита при метаморфизме с преобладанием различных схем реакционных замещений между этими минералами (рис. 4). Для маяконского участка характерны следующие реакционные соотношения – $And \rightarrow Ky \rightarrow Sil \pm Fi$; для полканского участка – $And \rightarrow Ky \rightarrow Sil$; для чапского участка – $And \rightarrow Sil + Ky$; для тейского участка – $And \rightarrow Sil \rightarrow Ky + Fi$. Эти особенности обусловлены сложной метаморфической историей пород, связанной со сложной тектонической обстановкой. Некоторые микротекстуры интерпретируются в шлифах неоднозначно. В этих случаях реакционные взаимоотношения между полиморфами Al_2SiO_5 предсказывались главным образом по наблюдаемой метаморфической зональности – последовательности смены закартированных изоград первого появления кианита/силлиманита и расчетам $P-T-t$ трендов эволюции пород.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ СПЕЦИФИКА И ОСОБЕННОСТИ ПРОИСХОЖДЕНИЯ ПОРОД

По химическому составу эти $And + Ky + Sil$ -содержащие породы классифицируются как низкокальциевые (< 1.5 мас. %) и умеренно-насыщенные K_2O (3–4 мас. %) метapelиты, одновременно обогащенные железом (Fe_2O_3 до 12 мас. %) и глиноземом (Al_2O_3 до 28 мас. %). На петрохимической диаграмме Г. Симмса и Дж. Ферри (Symmes, Ferry, 1992) эти породы относятся к железистым ($X_{Fe} = FeO/(FeO + MgO + MnO) = 0.6$ – 0.8 , в молях) и глиноземистым ($X_{Al} = (Al_2O_3 - 3K_2O)/(Al_2O_3 - 3K_2O + FeO + MgO + MnO) = 0.4$ – 0.6) метapelитам по сравнению со средними составами типичных метapelитов, характеризующихся значениями $X_{Fe} = 0.52$ и $X_{Al} = 0.13$ (Shaw, 1956; Ague, 1991). В отличие от обычных метapelитов, на треугольной диаграмме AFM (Thompson, 1957) область таких химических составов располагается выше конноды гранат–хлорит (рис. 5). Содержание редких элементов и их индикаторных соотношений в изученных метapelитах разных комплексов похоже (Лиханов и др., 2008а; Лиханов, Ревердатто, 2011; Likhonov et al., 2015). Совокупности распределения РЗЭ, нормированные к со-

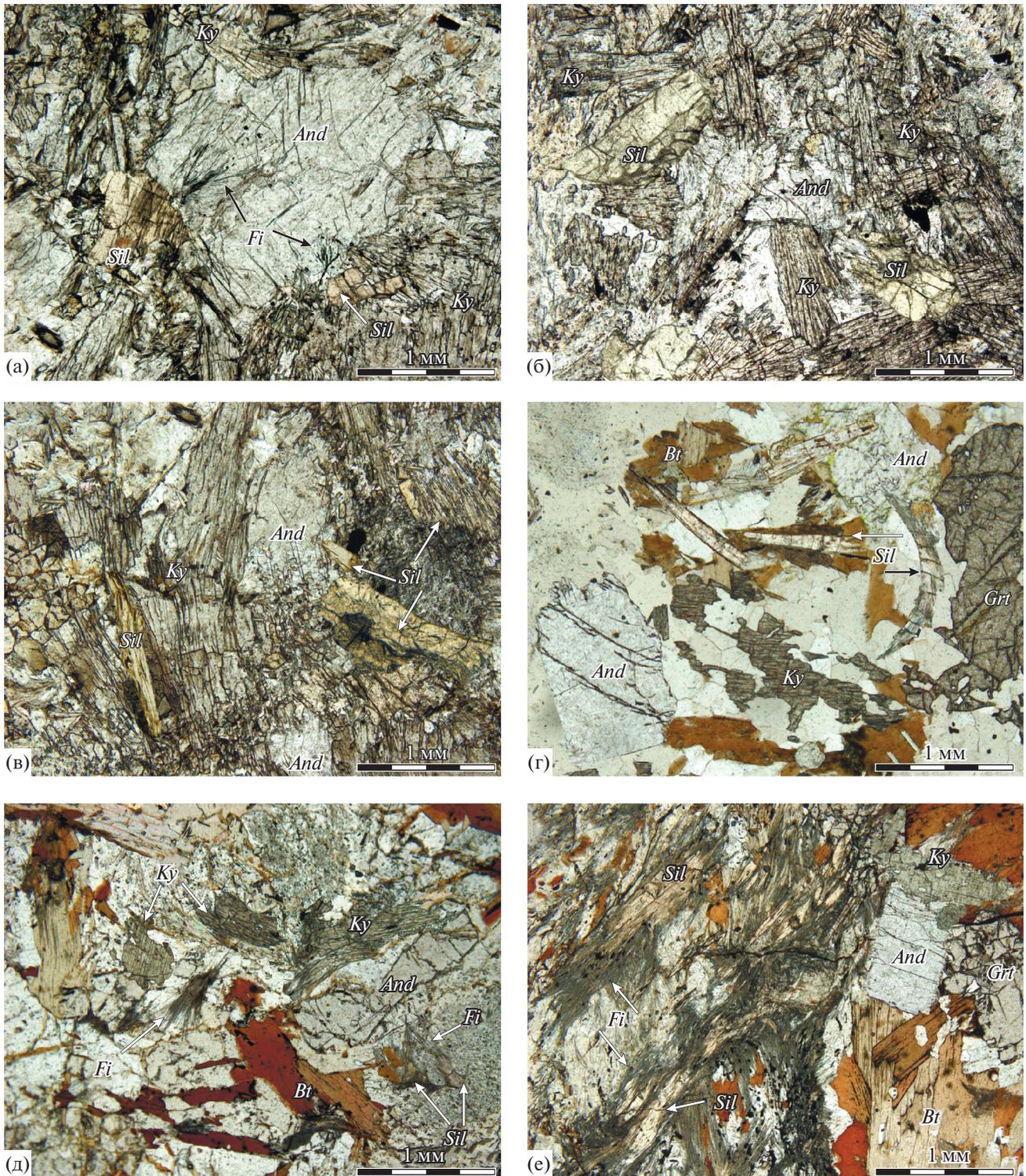


Рис. 4. Микрофотографии петрографических шлифов метapelитов, иллюстрирующие микроструктурные взаимоотношения между полиморфами Al_2SiO_5 .

Схемы реакционных замещений для разных участков с ассоциацией “тройной точки”: (а, б – маяконский) $And \rightarrow Ky \rightarrow Sil \pm Fi$; (в – полканский) $And \rightarrow Ky + Sil$; (г – чапский) $And \rightarrow Sil \rightarrow Ky$; (д, е – тейский) $And \rightarrow Sil \rightarrow Ky + Fi$.

ставу хондрита, для большинства метапелитов характеризуются четко выраженной отрицательной европиевой аномалией Eu/Eu^* и имеют существенный отрицательный наклон концентрационного профиля, о чем свидетельствуют повышенные величины отношений $(La/Yb)_n$, $(Gd/Yb)_n$ и LREE/HREE. Такие геохимические особенности пород обусловлены присутствием в детритовом материале продуктов эрозии гранитоидов (Likhanov, Reverdatto, 2007). Унаследованность первичного состава магматического субстрата подтверждается высокой положительной линейной корреляцией между содержаниями высокозарядных некогерентных элементов — Zr, Hf, Y, Ta, Nb (Likhanov, Reverdatto, 2008). На их происхождение из протолитов кислого состава указывают также повышенные отношения Th/Sc, Th/U и пониженные Co/Th относительно среднего состава постаршеих глинистых сланцев. Ранними реконструкциями протолита, аналогичного по составу железисто-глиноземистым метапелитам гаревского и тейского комплексов, было установлено, что они представляют собой переотложенные и метаморфизованные продукты докембрийских кор выветривания каолинитового типа (Лиханов и др., 2008б). Образование протолита этих пород происходило за счет размыва палеопротерозойских гранитоидов Сибирского кратона с возрастом в диапазоне 1.9–2.1 млрд лет (Лиханов, Reverdatto, 2011). Об этом же свидетельствует присутствие в источниках сноса во время формирования тейской и малогаревской толщ высокодифференцированного гранитного материала (Ножкин и др., 2008).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ: СВИДЕТЕЛЬСТВА ПОЛИМЕТАМОРФИЗМА

Анализ полученных данных о развитии земной коры в регионе позволяет выявить особенности и установить индикаторные признаки полиметаморфизма. Наложение более поздних минеральных ассоциаций на ранние в ходе разных геодинамических событий четко диагностируется по реакционным структурам и химической зональности минералов, конфигурации P - T трендов и изотопным датировкам (Лиханов, 2020).

По результатам геолого-структурных, минералого-петрологических и изотопно-геохронологических исследований метаморфических комплексов Заангарья Енисейского кряжа были выделены несколько этапов в их развитии, различающиеся термодинамическими режимами и величинами метаморфических градиентов. Во всех изученных случаях неопротерозойский Ky - Sil метаморфизм умеренных давлений накладывался на регионально-метаморфические андалузитсодержащие породы низких давлений (Лиханов и др., 2011а). Зональные метаморфические комплексы низких давлений LP/HT ($P = 3.9$ – 5.1 кбар, $T = 510$ – 640 °C) андалузит-силлиманитового типа сформирова-

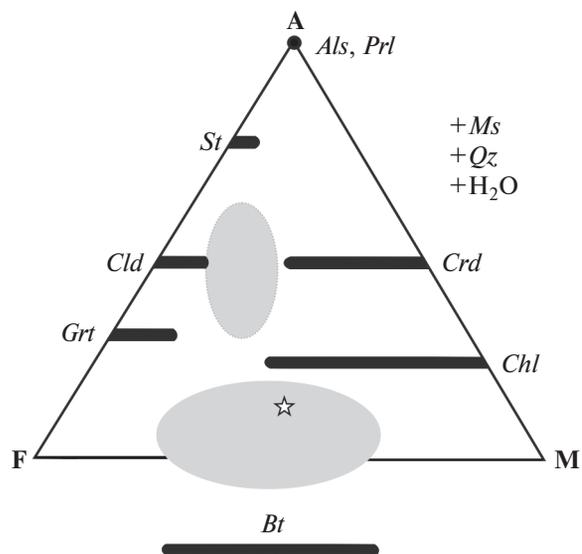


Рис. 5. Диаграмма AFM, иллюстрирующая химические составы пород и минералов типичных (затемненный эллипс, вытянутый в направлении F–M) и железисто-глиноземистых метапелитов (затемненный эллипс, вытянутый в направлении вершины A) (Likhanov, 1988). Звездочкой показан средний состав типичных метапелитов (Ague, 1991; Symmes, Ferry, 1992).

лись при типичном для орогенеза метаморфическом градиенте $dT/dH = 20$ – 30 °C/км. В последовательности пород Ky - Sil метаморфизма тейского комплекса наиболее высокобарические и высокотемпературные метапелиты чапского ($P = 5.8$ – 8.4 кбар, $T = 630$ – 710 °C, $dT/dH = 12$ – 14 °C/км), тейского ($P = 5.65$ – 7.15 кбар, $T = 650$ – 700 °C, $dT/dH = 10$ – 12 °C/км) и полканского ($P = 5.0$ – 7.3 кбар, $T = 575$ – 645 °C, $dT/dH = 8$ – 10 °C/км) участков встречаются на севере региона и приурочены к более древним нижнепротерозойским толщам тейской серии (Лиханов и др., 2009). По сравнению с ними метапелиты маяконского участка, залегающие южнее среди более молодых среднерифейских пород кординской свиты, отличаются несколько пониженными значениями P - T параметров и метаморфического градиента ($P = 4.5$ – 6.7 кбар, $T = 560$ – 600 °C, $dT/dH = 6$ – 7 °C/км) (см. рис. 1). Метапелиты тисского участка гаревского комплекса занимают промежуточное положение ($P = 4.8$ – 7.4 кбар, $T = 580$ – 640 °C, $dT/dH = 8$ – 10 °C/км). Максимальные значения P - T параметров свойственны метапелитам чапского участка, характеризующихся повсеместным присутствием силлиманита практически во всех метаморфических зонах. В других проявлениях метаморфизма Ky - Sil типа силлиманит встречается реже. Фибролит, как правило, появляется локально вблизи гранитов (маяконский и тейский участок), что может свидетельствовать об его контактово-метаморфическом происхождении при внедрении интрузий (Likhanov et al., 2001).

В целом среди общих геологических и петрологических особенностей *Ky-Sil* метаморфизма выделяются: развитие деформационных структур и кианитсодержащих бластомилонитов по андалузитсодержащим породам регионального метаморфизма, незначительная видимая мощность зонального метаморфизма умеренных давлений (от 2.5 до 7 км) и постепенное повышение общего давления при приближении к надвигам (от 4.5–5 до 6.5–8 кбар) при незначительных вариациях температуры, что свидетельствует о весьма низком метаморфическом градиенте от 7 до 14°C/км. Эти особенности являются характерными признаками коллизионного метаморфизма, обусловленного тектоническим утолщением земной коры в результате надвига с последующим быстрым подъемом и эрозией (Likhanov, Reverdatto, 2011). Надвигание блоков пород осуществлялось в зонах глубинных разломов со стороны Сибирского кратона (тейский, маяконский и чапский участки) или в результате встречных движений в зоне оперяющих разломов более высокого порядка (полканский и тисский участки). В рамках этой модели низкие значения геотермического градиента и слабое развитие температурной зональности в метаморфических комплексах коллизионных орогенов связывались с относительной кратковременностью событий и с тем, что не было достигнуто термическое равновесие между взаимодействующими блоками пород на соответствующих глубинах из-за тепловой инерции относительно давления (Коробейников и др., 2006). С учетом данных по кинетике обратных метаморфических реакций для этого необходимы относительно высокая скорость подъема погруженных на глубину пород и отсутствие флюидов на раннем этапе быстрой эксгумации (Скляр, 2006; Скляр и др., 2020), что могло служить причиной сохранности умеренно-барических ассоциаций прогрессивного метаморфизма в областях с надвиговой тектоникой. По результатам геотермобарометрии и ^{40}Ar - ^{39}Ar датировкам по слюдам была рассчитана скорость эксгумации пород для полканского участка, равная ~0.4 мм/год (Лиханов и др., 2011a; Likhanov et al., 2015). Эта величина близка с рассчитанными величинами скорости надвига с использованием теплофизического моделирования для маяконского участка 350 м/млн лет (Likhanov et al., 2004) и согласуется с результатами других авторов по ^{40}Ar - ^{39}Ar датировкам (Corsini et al., 2010) и возрастам, полученным трековым методом по апатиту (Leech, Stockli, 2000). Полученные *P-T* тренды метаморфизма для изученных пород тейского и гаревского комплексов согласуются с *P-T* эволюцией метаморфических пород из других коллизионных орогенов мира, где прогрессивные преобразования *And* → *Ky* объяснялись тектоническим утолщением коры в связи с надвиговой тектоникой (Spear et al., 2002; Beddoe-Stephens, 1990 и др.).

Отличительными структурно-текстурными характеристиками умеренно-барических пород *Ky-Sil* типа от *And-Sil* фациальных серий являются линейная деформационная гнейсовидность, наличие упорядоченных структур катакластического и пластического течения, растяжение и разрыв складок течения с кулисообразной морфологией, полосы излома в слюдах, “тени давления” перекристаллизованного кварца, S-образные и сильно деформированные зерна граната со структурами “снежного кома”, разрывы минеральных зерен со смещением и формированием “лоскутных” полосок, параллельное распределение мелкозернистых линзообразных минеральных агрегатов, а также расланцевание и катаклиз (Козлов и др., 2012; Козловский и др., 2020; Лю и др., 2019; Likhanov et al., 2018).

В числе главных минералогических признаков, указывающих на наложение более высокобарического этапа метаморфизма, наиболее важным является характер зональности гранатов, проявленный в значительном росте содержанияgrossулярового (от 1 до 6 мас. %) и уменьшении спессартинового компонентов синхронно со слабыми вариациями других миналов (Лиханов, Reverdatto, 2014б). В то же время биотиты в ассоциации с андалузитом и силлиманитом отличаются от биотитов в метапелитах *Ky-Sil* типа пониженным содержанием Ti (0.1–0.15 против 0.15–0.2 форм. ед.) и повышенным содержанием Si (2.8–3.0 против 2.65–2.75 форм. ед.) и Al^{VI} (0.8–0.9 против 0.35–0.45 форм. ед.). Во всех случаях крутые положительные наклоны *P-T* трендов эволюции наложенного метаморфизма коррелировали с относительно резким повышением содержания *Grs* компонента и значительным уменьшением *Sps* минала при малом уменьшении железистости ($\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO} + \text{MnO})$), обусловленным слабыми вариациями *Prp* и *Alm* компонентов. Детальные микрофотографии гранатов и их концентрационные профили для рассмотренных участков приведены в (Лиханов и др., 2001, 2009, 2011a, 2013в; Лиханов, Reverdatto, 2011; Likhanov et al., 2004, 2015; Reverdatto et al., 2019). Похожая зональность гранатов и соответственно аналогичные *P-T* тренды метаморфизма характерны для большинства надвиговых областей Новой Англии в США (Spear et al., 1990, 2002; Kohn et al., 1992) и провинции Мойн в Шотландии (Cutts et al., 2010), отличающихся низким метаморфическим градиентом. Эти наблюдения также согласуются с данными по профилированию зональных гранатов из достоверно полиметаморфических комплексов, где датирование этапов метаморфизма осуществлялось *in situ* по включениям монацитов и ксенотимов в разных генерациях граната (Cutts et al., 2010; Likhanov et al., 2015). Интересная редкая зональность обнаружена в полициклических гранатах из гнейсов Австралийского фундамента Тауэрн Уиндоу, сформированная при коллизии континент–континент в ходе раннеальпийской орогении. Там,

на границе между разными генерациями граната, происходит почти вертикальный скачокgrossулярового компонента от Grs_5 (1 мас. % CaO) до Grs_{19} (7 мас. % CaO) при незначительном снижении MgO, вслед за которым формируется проградная зональность в Grt кайме со снижением grossулярового компонента и с резким ростом пиропового минала, символизирующими увеличение, главным образом, температуры (Bestel et al., 2009; Gaides et al., 2008; Faryad, Chakraborty, 2005). Установленная специфика химической зональности гранатов, проявленная в значительном росте содержания grossулярового и уменьшении спессартинового компонентов синхронно со слабыми вариациями других миналов, является характерным диагностическим признаком коллизионных процессов в метапелитах (Козаков и др., 2019а, 2019б). В противоположность этому для гранатов, сформированных при обычном для орогенеза метаморфическом градиенте, типичны синхронные плавные повышения содержаний CaO и MgO в новообразованных оболочках при уменьшении содержания спессартинового минала и общей железистости, указывающие на равномерный рост давления и температуры при одноактном метаморфизме (Spear, 1989, 1993).

Дополнительными индикаторными признаками полиметаморфизма могут служить геохимические закономерности поведения главных и редких элементов в зональных гранатах и содержащихся в них минеральных включениях, сформированных при прогрессивном и регрессивном метаморфизме пелитов. Как правило, рост температуры и давления сопровождается уменьшением концентрации Y и HREE в гранатах (Скублов, 2005). Это подтверждается систематическими наблюдениями отрицательной корреляции между содержаниями CaO и HREE при формировании прогрессивной зональности в гранатах, испытавших наложенный метаморфизм, указывающими, что эти элементы, занимающие одну кристаллохимическую позицию, могут замещать друг друга при метаморфизме (van Westrenen et al., 2003). Это обосновывается схожими величинами ионных радиусов HREE (1.01–1.05 Å) и Y (1.04 Å) с ионным радиусом Ca (1.04 Å) (Ague, Carlson, 2013). В качестве преобладающего механизма для сохранения баланса заряда предполагается гетеровалентный изоморфизм по следующей схеме: $AREE^{3+} + BFe^{2+} = ACa^{2+} + BAl^{3+}$ (Carlson, 2012). Эта реакция включает перекрестный катионный обмен Mg^{2+} или Fe^{2+} на Al^{3+} в октаэдрических позициях с одновременным катионным обменом REE^{3+} и Y на Ca^{2+} в позициях AO_8 -полиэдров с координационным числом, равным 8 (Likhano, 2018).

Полицикличность проявлений метаморфизма разных типов в Заангарье Енисейского кряжа, различающихся термодинамическими режимами и величинами метаморфических градиентов, подтверждается U-Pb (SHRIMP-II) и ^{40}Ar - ^{39}Ar да-

тировками. На первом этапе сформировались высокоградиентные зональные комплексы низких давлений *And-Sil* типа с гренвилльским возрастом ~1050–950 млн лет при обычном для орогенеза метаморфическом градиенте $dT/dH = 25–35^\circ C/km$ (Ножкин и др., 2011). На втором этапе эти породы подверглись неопротерозойскому (с двумя пиками – 854–862 и 798–802 млн лет; Лиханов и др., 2011) коллизионному метаморфизму умеренных давлений *Ky-Sil* типа с локальным повышением давления вблизи надвигов, в результате чего происходило прогрессивное замещение $And \rightarrow Ky \pm Sil$ и образование новых минеральных ассоциаций и деформационных структур. Формирование более древних метаморфических комплексов *Ky-Sil* типа (маяконский, тейский и чапский участки) происходило в результате надвига на Енисейский кряж блоков пород со стороны Сибирского кратона на рубеже ~850 млн лет, что подтверждается геофизическими данными и результатами исследований природы и возраста источников сноса (Лиханов и др., 2014). Поздний повторный коллизионный метаморфизм с возрастом ~800 млн лет обусловлен встречными движениями мелких блоков восточного направления в зоне оперяющих разломов более высокого порядка (гаревский и тисский участки) в результате аккреционно-коллизионных событий вальгальской складчатости (Likhano, Santosh, 2019). Заключительные стадии развития коллизионного орогена в регионе маркируются дайковыми роями бимодальной ассоциацией анорогенных гранитоидов и внутриплитных базитов рифтогенной природы с возрастными внедрениями 797–792 млн лет, связанными с неопротерозойскими процессами растяжения коры вдоль западной окраины Сибирского кратона и началом распада суперконтинента Родиния (Likhano, Santosh, 2017).

Вблизи гранитоидных плутонов в гипабиссальных условиях (тейский и маяконский участки) локально проявлен наложенный термальный метаморфизм позднерифейского возраста в условиях высокого метаморфического градиента с $dT/dH > 100^\circ C/km$ (Likhano et al., 2001). Привнос дополнительного тепла со стороны Каламинского и Чиримбинского интрузивных массивов мог служить причиной появления $Fi \pm Sil$ ассоциации в метапелитах умеренных давлений, изначально не отвечающих *P-T* области стабильности фибролита и силлиманита.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Секущий характер наложенных изоград в изученных зональных ореолах, специфика распределения главных и редких химических элементов в зональных минералах, а также видимые различия в структурно-текстурных особенностях и *P-T* условиях формирования, величинах метаморфических градиентов и изотопных датировках разных типов метаморфизма свидетельствуют о последователь-

ном росте полиморфов Al_2SiO_5 , связанном со сложной полиметаморфической историей при смене тектонических условий. Анализ этих данных позволяет сформулировать важные следствия. Во всех случаях минералы Al_2SiO_5 образовались в разное время и не могут считаться стабильными одновременно, хотя P - T тренды полиморфов могли проходить вблизи или непосредственно через “тройную точку”. Это подтверждает выводы Д. Паттисона (Pattison, 2001), что минеральная ассоциация “тройной точки” Al_2SiO_5 невозможна в метапелитах обычного химического состава. Полиметаморфический характер зональности для высокоглиноземистых метапелитов Енисейского кряжа хорошо согласуется с доказательством последовательного роста полиморфов в аналогичных по составу породах Новой Англии (Florence et al., 1993; Spear et al., 2002). В этих работах было продемонстрировано, что район Маунт Мусилок, ранее считавшийся эталонным примером одноактных зональных ореолов, являлся частью надвиговой структуры, где *And-Sil* породы низких давлений испытали *Ky-Sil* метаморфизм умеренных давлений вблизи разломов. Установленное отсутствие изотопного равновесия между всеми полиморфами Al_2SiO_5 (Larson, Sharp, 2000) подтверждает выводы Д. Паттисона (Pattison, 2001) о неустойчивости минерального парагенезиса “тройной точки” в метапелитах обычного химического состава, располагающихся ниже конноды гранат–хлорит. Сравнительный анализ с другими классическими проявлениями в США и Европе, где исследовалась эволюция метаморфических комплексов с тремя алюмосиликатами (Grover et al., 1992; Williams, Karlstrom, 1996; Carey et al., 1992; Daniel et al., 1992; Reche et al., 1998; Whitney, 2002), позволяет заключить, что минеральная ассоциация “тройной точки” Al_2SiO_5 , в которой все три полиморфа находятся в стабильном равновесии, не устойчива в метапелитах любого химического состава. Из этого следует, что в природе не существует истинных парагенезисов “тройной точки”, так как нигде за пределами лаборатории пока не обнаружено таких пород, в которых три разных полиморфа Al_2SiO_5 росли бы одновременно при одинаковых P - T условиях и при этом были бы уравновешены в отношении всех компонентов. Эти минералы всегда находились в реакционных соотношениях, т.е. формировались разновременно. Это означает, что использование таких ассоциаций для оценки P - T параметров метаморфизма и калибровки геотермометров не совсем корректно и может являться причиной значительных ошибок.

Соотношения устойчивости природных алюмосиликатов нуждаются в дальнейшем изучении. И даже в том случае, когда взаимоотношения в рассматриваемой системе будут выявлены достаточно полно, при приложении экспериментальных данных к природным объектам следует, прежде всего, учитывать влияние компонентов-примесей и ки-

нетику протекания реакции, и образования центров кристаллизации, а не термодинамику полиморфных превращений. Это положение особенно справедливо применительно к силлиманиту, который в природных условиях в значительной мере не зависит от других полиморфных модификаций силиката алюминия и почти всегда образуется в результате реакций с синхронной кристаллизацией слюды (Kerrick, 1990). Автор полагает, что парагенезисы “тройной точки” имеют большое значение не столько для обоснования конкретных условий температуры и давления, сколько для привлечения внимания к природе самих процессов полиметаморфизма.

Благодарности. Автор глубоко признателен рецензентам — Ш.К. Балтыбаеву и П.Я. Азимову — за конструктивные замечания и ценные рекомендации, способствующие улучшению манускрипта.

Источники финансирования. Работа выполнена по плану научно-исследовательских работ ИГМ СО РАН им. В.С. Соболева и по проекту РФФИ (№ 18-05-00152).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Егоров А.С. Глубинное строение и геодинамика литосферы северной Евразии (по результатам геолого-геофизического моделирования вдоль геотравверсов России). СПб.: ВСЕГЕИ, 2004. 199 с.
- Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Анисимова И.А. и др. Тектоническая позиция метаморфических поясов позднего неопротерозоя—раннего палеозоя в структуре Тувино-Монгольского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса // Петрология. 2019а. Т. 27. № 3. С. 223–257.
- Козаков И.К., Козловский А.М., Ярмолюк В.В. и др. Геодинамические обстановки формирования поли- и монометаморфических комплексов Южно-Алтайского метаморфического пояса, Центрально-Азиатский складчатый пояс // Петрология. 2019б. Т. 27. № 4. С. 401–419.
- Козлов П.С., Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Зиновьев С.В. Тектоно-метаморфическая эволюция гаревского полиметаморфического комплекса Енисейского кряжа // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 11. С. 1476–1496.
- Козлов П.С., Филиппов Ю.Ф., Лиханов И.И., Ножкин А.Д. Геодинамическая модель эволюции Приенисейской палеосубдукционной зоны в неопротерозое (западная окраина Сибирского кратона), Россия // Геотектоника. 2020. Т. 54. № 1. С. 62–78.
- Козловский В.М., Травин В.В., Саватенков В.М. и др. Термобарометрия палеопротерозойских метаморфических событий центральной части Беломорского подвижного пояса, Северная Карелия // Петрология. 2020. Т. 28. № 2. С. 183–206.
- Коробейников С.Н., Полянский О.П., Лиханов И.И. и др. Математическое моделирование надвига как причины формирования андалузит-кианитовой метаморфической зональности в Енисейском кряже // Докл. АН. 2006. Т. 408. № 4. С. 512–516.
- Кориковский С.П. Фации метаморфизма метапелитов. М.: Наука, 1979. 263 с.
- Лепезин Г.Г., Каргополов С.А., Жираковский В.А. Минералы группы силлиманита как новое перспективное

- сырье для алюминиевой промышленности России // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 12. С. 1605–1617.
- Лиханов И.И. Минеральные реакции в высокоглиноземистых и железистых роговиках в связи с проблемой устойчивости редких минеральных парагенезисов контактового метаморфизма // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 4. С. 305–316.
- Лиханов И.И. Метаморфические индикаторы геодинамических обстановок коллизии, растяжения и сдвиговых зон земной коры // Петрология. 2020. Т. 28. № 1. С. 4–22.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В. Нижнепротерозойские метapelиты Енисейского кряжа: природа и возраст протолита, поведение вещества при коллизионном метаморфизме // Геохимия. 2011. Т. 49. № 3. С. 239–267.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В. Геохимия, возраст и особенности петрогенезиса пород гаревского метаморфического комплекса Енисейского кряжа // Геохимия. 2014а. Т. 52. № 1. С. 3–25.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В. *P-T-t* эволюция метаморфизма в Заангарье Енисейского кряжа: петрологические и геодинамические следствия // Геология и геофизика. 2014б. Т. 55. № 3. С. 385–416.
- Лиханов И.И., Полянский О.П., Ревердатто В.В. и др. Метаморфическая эволюция высокоглиноземистых метapelитов вблизи Панимбинского надвига (Енисейский кряж): минеральные ассоциации, *P-T* параметры и тектоническая модель // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 8. С. 1205–1220.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Селятицкий А.Ю. Минеральные равновесия и *P-T* диаграмма для железисто-глиноземистых метapelитов в системе KFMASH ($K_2O-FeO-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$) // Петрология. 2005. Т. 13. № 1. С. 81–92.
- Лиханов И.И., Козлов П.С., Попов Н.В. и др. Коллизионный метаморфизм как результат надвигов в заангарской части Енисейского кряжа // Докл. АН. 2006. Т. 411. № 2. С. 235–239.
- Лиханов И.И., Козлов П.С., Полянский О.П. и др. Неопротерозойский возраст коллизионного метаморфизма в Заангарье Енисейского кряжа (по $^{40}Ar-^{39}Ar$ данным) // Докл. АН. 2007. Т. 412. № 6. С. 799–803.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Вершинин А.Е. Железисто-глиноземистые метapelиты тейской серии Енисейского кряжа: геохимия, природа протолита и особенности поведения вещества при метаморфизме // Геохимия. 2008а. Т. 46. № 1. С. 20–41.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Попов Н.В. Коллизионный метаморфизм докембрийских комплексов в заангарской части Енисейского кряжа // Петрология. 2008б. Т. 16. № 2. С. 148–173.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Попов Н.В. Кианит-силлиманитовый метаморфизм докембрийских комплексов Заангарья Енисейского кряжа // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. С. 1335–1356.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С. Коллизионные метаморфические комплексы Енисейского кряжа: особенности эволюции, возрастные рубежи и скорость эксгумации // Геология и геофизика. 2011а. Т. 52. № 10. С. 1593–1611.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Вершинин А.Е. Тейский полиметаморфический комплекс в Заангарье Енисейского кряжа – пример совмещенной зональности фациальных серий низких и умеренных давлений // Докл. АН. 2011б. Т. 436. № 4. С. 509–514.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С. и др. Реконструкция неопротерозойской метаморфической истории Заангарья Енисейского кряжа по данным $Th-U-Pb$ датирования монацита и ксенотима в зональных гранатах // Докл. АН. 2013а. Т. 450. № 3. С. 329–334.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Зинovieв С.В. Неопротерозойский дайковый пояс Заангарья Енисейского кряжа как индикатор процессов растяжения и распада Родинии // Докл. АН. 2013б. Т. 450. № 6. С. 685–690.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С. и др. Зональность граната как следствие трех метаморфических событий в докембрийской истории Заангарья Енисейского кряжа // Петрология. 2013в. Т. 21. № 6. С. 612–631.
- Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Ревердатто В.В., Козлов П.С. Гренвильские тектонические события и эволюция Енисейского кряжа, западная окраина Сибирского кратона // Геотектоника. 2014. № 5. С. 32–53.
- Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Савко К.А. Аккреционная тектоника западной окраины Сибирского кратона // Геотектоника. 2018. Т. 52. № 1. С. 28–51.
- Лю И., Перчук А.Л., Арискин А.А. Высокобарный метаморфизм в перидотитовом кумулате комплекса Марун-Кеу, Полярный Урал // Петрология. 2019. Т. 27. № 4. С. 357–400.
- Митрофанов Г.Л., Мордовская Т.В., Никольский Ф.В. Структуры скучивания коры некоторых окраинных частей Сибирской платформы. Тектоника платформенных областей. Новосибирск: Наука, 1988. С. 169–173.
- Ножкин А.Д., Туркина О.М., Маслов А.В. и др. Sm-Nd изотопная систематика метapelитов докембрия Енисейского кряжа и вариации возраста источников сноса // Докл. АН. 2008. Т. 423. № 6. С. 795–800.
- Ножкин А.Д., Борисенко А.С., Неволько П.А. Этапы позднепротерозойского магматизма и возрастные рубежи золотого оруденения Енисейского кряжа // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 1. С. 158–181.
- Ножкин А.Д., Дмитриева Н.В., Лиханов И.И. и др. Геохимические и изотопно-геохронологические свидетельства субсинхронного островодужного магматизма и терригенной седиментации (Предивинский террейн Енисейского кряжа) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 11. С. 1992–2014.
- Ревердатто В.В., Лиханов И.И., Полянский О.П. и др. Природа и модели метаморфизма. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2017. 331 с.
- Сальников А.С. Сейсмологическое строение земной коры платформенных и складчатых областей Сибири по данным региональных сейсмических исследований преломленными волнами. Новосибирск: Изд-во СНИИГГиМС, 2009. 132 с.
- Сафонов О.Г., Бутвина В.Г., Лиманов Е.В., Косова С.А. Минеральные индикаторы реакций с участием солевых компонентов флюидов в глубокой литосфере // Петрология. 2019. Т. 27. № 6. С. 715–736.
- Скляров Е.В. Механизмы эксгумации метаморфических комплексов // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 1. С. 71–75.
- Скляров Е.В., Лавренчук А.В., Федоровский В.С. и др. Региональный контактовый метаморфизм и автометаморфизм Ольхонского террейна, Западное Прибайкалье // Петрология. 2020. Т. 28. № 1. С. 55–71.

- Скублов С.Г. Геохимия редкоземельных элементов в породообразующих метаморфических минералах. СПб.: Наука, 2005. 147 с.
- Старосельцев В.С., Музурский А.В., Старосельцев К.В. Енисейский кряж и его сочленение с Западно-Сибирской плитой и Сибирской платформой // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 1–2. С. 76–85.
- Ague J.J. Evidence for major mass transfer and volume strain during regional metamorphism of pelites // *Geology*. 1991. V. 19. P. 855–858.
- Ague J.J., Carlson W.D. Metamorphism as garnet sees it: the kinetics of nucleation and growth, equilibration, and diffusional relaxation // *Elements*. 2013. P. 439–445.
- Beddoe-Stephens B. Pressures and temperatures of Dalradian metamorphism and the andalusite-kyanite transformation in the northeast Grampians // *Scottish J. Geol.* 1990. V. 26. P. 3–14.
- Berman R.G. Internally consistent thermodynamic data for minerals in the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{FeO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{TiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ // *J. Petrology*. 1988. V. 29. P. 455–522.
- Bestel M., Gawronski T., Abart R., Rhede D. Compositional zoning of garnet porphyroblasts from the polymetamorphic Wölz Complex, Eastern Alps // *Mineralogy and Petrology*. 2009. V. 97. P. 173–188.
- Bohlen S.R., Montana A.L., Kerrick D.M. Precise determinations of the equilibria kyanite = sillimanite and kyanite = andalusite, and a revised triple point for Al_2SiO_5 polymorphs // *American Mineralogist*. 1991. V. 76. P. 677–680.
- Carey J.W. A thermodynamic formulation of hydrous cordierite // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1995. V. 119. P. 155–165.
- Carey J.W., Rice J.M., Grover T.W. Petrology of aluminous schist in the Boehls Butte region of Northern Idaho: Geologic history and aluminosilicate phase relations // *American J. Science*. 1992. V. 292. P. 455–473.
- Carlson W.D. Rates and mechanism of Y, REE, and Cr diffusion in garnet // *American Mineralogist*. 2012. V. 97. P. 1598–1618.
- Cesare B. Multi-stage pseudomorphic replacement of garnet during polymetamorphism: 2. Algebraic analysis of mineral assemblages // *J. Metamorphic Geology*. 1999. V. 17. P. 735–746.
- Chatterjee N.D., Johannes W.S. Thermal stability and standard thermodynamic properties of synthetic 2M_1 -muscovite, $\text{KAl}_2\text{Al}_3\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1974. V. 48. P. 89–114.
- Connolly J.A.D., Cesare B. C-O-H-S fluid compositions and oxygen fugacity in graphitic metapelites // *J. Metamorphic Geology*. 1993. V. 11. P. 379–388.
- Corsini M., Bosse V., Feraud G. et al. Exhumation processes during post-collisional stage in the Variscan belt revealed by detailed $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ study (Tanneron Massif, SE France) // *International J. Earth Sciences*. 2010. V. 99. P. 327–341.
- Cutts K.A., Kinny P.D., Strachan R.A. et al. Three metamorphic events recorded in a single garnet: Integrated phase modelling, in situ LA-ICP-MS and SIMS geochronology from the Moine Supergroup, NW Scotland // *J. Metamorphic Geology*. 2010. V. 28. P. 249–267.
- Daniel C.G., Thompson A.G., Grambling J.A. Decompressional metamorphic *P-T* paths from kyanite-sillimanite-andalusite bearing rocks in North-Central New Mexico // *Geological Society of America Annual Meeting—Abstracts with Program*. 1992. V. 24. P. A264.
- Faryad S.W., Chakraborty S. Duration of Eo-Alpine metamorphic events obtained from multicomponent diffusion modeling of garnet: a case study from the Eastern Alps // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2005. V. 150. P. 306–318.
- Florence F.P., Spear F.S., Kohn M.J. *P-T* paths from north-western New Hampshire: Metamorphic evidence for stacking in a thrust/nappe complex // *American J. Science*. 1993. V. 293. P. 937–979.
- Gaides F., De Capitani C., Abart R., Schuster R. Prograde garnet growth along complex *P-T-t* paths: results from numerical experiments on polyphase garnet from the Wolz complex (Austroalpine basement) // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2008. V. 155. P. 673–688.
- Graesner T., Schenk V. Low-pressure metamorphism of Paleozoic pelites in the Aspromonte southern Calabria: constraints for the thermal evolution in the Calabrian crustal cross-section during the Hercynian orogeny // *J. Metamorphic Geology*. 1999. V. 17. P. 152–172.
- Grambling J.A. Kyanite, andalusite, sillimanite and related mineral assemblages in the Truchas Peaks region, New Mexico // *American Mineralogist*. 1981. V. 66. P. 702–722.
- Grambling J.A., Williams M.L. The effect of Fe^{3+} and Mn^{3+} on aluminum silicate phase relations in north-central New Mexico, USA // *J. Petrology*. 1985. V. 26. P. 324–354.
- Greenwood H.J. Buffering of pore fluids by metamorphic reactions // *American J. Science*. 1975. V. 275. P. 573–593.
- Grover T.W., Rice J.M., Carey J.W. Petrology of aluminous schists in the Boehls Butte region of Northern Idaho: Phase equilibria and *P-T* evolution // *American J. Science*. 1992. V. 292. P. 474–507.
- Haas H., Holdaway M.J. Equilibria in the system $\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ involving the stability limits of pyrophyllite, and thermodynamic data of pyrophyllite // *American J. Sciences*. 1973. V. 273. P. 348–357.
- Hietanen A. Kyanite, andalusite and sillimanite in the schists in Boehls Butte quadrangle, Idaho // *American Mineralogist*. 1956. V. 41. P. 1–27.
- Hietanen A. On the facies series in various types of metamorphism // *J. Geology*. 1967. V. 75. P. 187–214.
- Hodges K.V., Spear F.S. Geothermometry, geobarometry and the Al_2SiO_5 triple point at Mt. Moosilauke, New Hampshire // *American Mineralogist*. 1982. V. 67. P. 1118–1134.
- Holdaway M.J. Significance of chloritoid and staurolite-bearing rocks in the Picuris Range, New Mexico // *Geological Society of America Bulletin*. 1978. V. 89. P. 1404–1414.
- Holdaway M.J. Stability of andalusite and the aluminum silicate phase diagram // *American J. Sciences*. 1971. V. 271. P. 97–131.
- Holdaway M.J., Goodge J.W. Rock pressure vs. fluid pressure as a controlling influence on mineral stability: An example from New Mexico // *American Mineralogist*. 1990. V. 75. P. 1043–1058.
- Holdaway M.J., Lee S.M. Fe-Mg cordierite stability in high-grade pelitic rocks based on experimental, theoretical, and natural observations // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1977. V. 63. P. 175–198.
- Holdaway M.J., Mukhopadhyay B. A re-evaluation of the stability relations of andalusite: thermochemical data and phase diagram for the aluminum silicates // *American Mineralogist*. 1993. V. 78. P. 298–315.
- Holland T.J.B., Powell R. An internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: 2. Data and results // *J. Metamorphic Geology*. 1985. V. 3. P. 343–370.

- Kerrick D.M.* The Al_2SiO_5 polymorphs // Mineralogical Society of America. Reviews in Mineralogy. 1990. V. 22. P. 406.
- Kerrick D.M., Heninger S.G.* The andalusite-sillimanite equilibrium revisited // Geological Society of America Abstracts with Programs. 1984. V. 16. P. 558.
- Kohn M.J., Orange D.L., Spear F.S. et al.* Pressure, temperature, and structural evolution of west-central New Hampshire: hot thrusts over cold basement // *J. Petrology*. 1992. V. 33. P. 521–556.
- Kozlov P.S.* Metamorphism, *P-T-t* conditions of formation, and prospects for the practical use of Al_2O_3 polymorphs, chloritoid, and staurolite (Yenisei Ridge) // IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. 2017. V. 110. 012010.
- Larson T., Sharp Z.* Isotopic disequilibrium in the classic triple-point localities of New Mexico // Geological Society of America Annual Meeting Abstract Volume. 2000. V. 32. P. 297–298.
- Le Breton N., Thompson A.B.* Fluid-absent (dehydration) melting of biotite in metapelites in the early stages of crustal anatexis // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1988. V. 99. P. 226–237.
- Leech M.L., Stockli D.F.* The late exhumation history of the ultrahigh-pressure Maksyutov Complex, south Ural Mountains, from new apatite fission track data // *Tectonics*. 2000. V. 19. P. 153–167.
- Likhanov I.I.* Chloritoid, staurolite and gedrite of the high-alumina hornfelses of the Karatash pluton // International Geology Review. 1988. V. 30. P. 868–877.
- Likhanov I.I.* Mass-transfer and differential element mobility in metapelites during multistage metamorphism of Yenisei Ridge, Siberia // Eds. S. Ferrero, P. Lanari, P. Goncalves et al. Metamorphic Geology: Microscale to Mountain Belts. Geological Society, London, Special Publications. 2019. V. 478. P. 89–115.
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V.* Provenance of Precambrian Fe- and Al-rich metapelites in the Yenisei Ridge and Kuznetsk Alatau, Siberia: geochemical signatures // Acta Geologica Sinica (English Edition). 2007. V. 81. P. 409–423.
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V.* Precambrian Fe- and Al-rich pelites from the Yenisei Ridge, Siberia: geochemical signatures for protolith origin and evolution during metamorphism // International Geology Review. 2008. V. 50. P. 597–623.
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V.* Neoproterozoic collisional metamorphism in overthrust terranes of the Transgarian Yenisei Ridge, Siberia // International Geology Review. 2011. V. 53. P. 802–845.
- Likhanov I.I., Santosh M.* Neoproterozoic intraplate magmatism along the western margin of the Siberian Craton: implications for breakup of the Rodinia supercontinent // Precambrian Research. 2017. V. 300. P. 315–331.
- Likhanov I.I., Santosh M.* A-type granites in the western margin of the Siberian Craton: implications for breakup of the Precambrian supercontinents Columbia/Nuna and Rodinia // Precambrian Research. 2019. V. 328. P. 128–145.
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Sheplev V.S. et al.* Contact metamorphism of Fe- and Al-rich graphitic metapelites in the Transgarian region of the Yenisei Ridge, eastern Siberia, Russia // *Lithos*. 2001. V. 58. P. 55–80.
- Likhanov I.I., Polyansky O.P., Reverdatto V.V., Memmi I.* Evidence from Fe- and Al-rich metapelites for thrust loading in the Transgarian Region of the Yenisei Ridge, eastern Siberia // *Journal of Metamorphic Geology*. 2004. V. 22. P. 743–762.
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Kozlov P.S. et al.* *P-T-t* constraints on polymetamorphic complexes of the Yenisei Ridge, East Siberia: implications for Neoproterozoic paleocontinental reconstructions // *J. Asian Earth Sciences*. 2015. V. 113. № 1. P. 391–410.
- Likhanov I.I., Régnier J.-L., Santosh M.* Blueschist facies fault tectonites from the western margin of the Siberian Craton: Implications for subduction and exhumation associated with early stages of the Paleo-Asian Ocean // *Lithos*. 2018. V. 304–307. P. 468–488.
- Menard T., Gordon N.M.* Metamorphic *P-T* paths from the eastern Flin Flon belt and Kisseynew domain, Snow Lake, Manitoba // *Canadian Mineralogist*. 1997. V. 35. P. 1093–1115.
- Mengel F., Rivers T.* Metamorphism of pelitic rocks in the Paleoproterozoic Ramah Group, Saglek area, Northern Labrador: Mineral reactions, *P-T* conditions and influence of bulk composition // *Canadian Mineralogist*. 1994. V. 32. P. 781–801.
- Okuyama-Kusunose Y.* Contact metamorphism in andalusite-sillimanite type Tono aureole, Northeast Japan; reactions and phase relations in Fe-rich aluminous metapelites // Bulletin of the Geological Survey of Japan. 1993. V. 44. P. 377–416.
- Pattison D.R.M.* Stability of andalusite and sillimanite and the Al_2SiO_5 triple point: constraints from the Ballachulish aureole // *Scottish Journal of Geology*. 1992. V. 100. P. 423–446.
- Pattison D.R.M.* Metapelitic Al_2SiO_5 triple point assemblages are not stable // Geological Society of America. Abstracts with Program. 1997. V. 29. P. A113.
- Pattison D.R.M.* Instability of Al_2SiO_5 “triple point” assemblages in muscovite+biotite+quartz-bearing metapelites, with implications // *American Mineralogist*. 2001. V. 86. P. 1414–1422.
- Pattison D.R.M., Tracy R.J.* Phase equilibria and thermobarometry of metapelites // Ed. D.M. Kerrick. Contact Metamorphism. Mineralogical Society of America. Reviews in Mineralogy. 1991. V. 26. P. 105–206.
- Pattison D.R.M., Spear F.S., DeBuhr C.L. et al.* Thermodynamic modelling of the reaction muscovite + cordierite → Al_2SiO_5 + biotite + quartz + H_2O : constraints from natural assemblages and implication for the metapelitic petrogenetic grid // *J. Metamorphic Geology*. 2002. V. 20. P. 99–118.
- Powell R., Holland T.J.B.* Calculated mineral equilibria in the pelite system, KFMASH (K_2O – FeO – MgO – Al_2O_3 – SiO_2 – H_2O) // *American Mineralogist*. 1990. V. 75. P. 367–380.
- Reche J., Martinez F.J., Arboleya M.L. et al.* Evolution of a kyanite-bearing belt within a HT-LP orogen: the case of the NW Variscan Iberia // *J. Metamorphic Geology*. 1998. V. 16. P. 379–394.
- Reverdatto V.V., Likhanov I.I., Polyansky O.P. et al.* The Nature and Models of Metamorphism. Cham: Springer, 2019. 330 p.
- Richardson S.W., Gilbert M.C., Bell P.M.* Experimental determination of kyanite-andalusite and andalusite-sillimanite equilibria: the aluminum silicate triple point // *American J. Sciences*. 1969. V. 267. P. 259–272.
- Rumble D. III.* Andalusite, kyanite and sillimanite from the mount Moosilauke region, New Hampshire // Geological Society of American Bulletin. 1973. V. 84. P. 2423–2430.
- Shaw D.M.* Geochemistry of pelitic rocks. Part III: Major elements and general geochemistry // Geological Society of America Bulletin. 1956. V. 67. P. 913–934.

- Skippen J.B., Gunter A.E.* The thermodynamic properties of H_2O in magnesium and iron cordierite // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1996. V. 124. P. 82–89.
- Spear F.S.* Relative thermobarometry and metamorphic P - T paths // Evolution of Metamorphic Belts // Eds. J.S. Daly, R.A. Cliff, B.W.D. Yardley. Geological Society London. Special Publications. 1989. V. 43. P. 63–82.
- Spear F.S.* Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths // Mineralogical Society of America, Washington, D.C. 1993. 799 p.
- Spear F.S., Cheney J.T.* A petrogenetic grid for pelitic schists in the system SiO_2 - Al_2O_3 - FeO - MgO - K_2O - H_2O // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1989. V. 101. P. 149–164.
- Spear F.S., Kohn M.J., Cheney J.T., Florence F.* Metamorphic, thermal, and tectonic evolution of central New England // J. Petrology. 2002. V. 43. P. 2097–2120.
- Symmes G.H., Ferry J.M.* The effect of whole-rock MnO content on the stability of garnet in pelitic schists during metamorphism // J. Metamorphic Geology. 1992. V. 10. P. 221–237.
- Spear F.S., Hickmott D.D., Selverstone J.* Metamorphic consequences of thrust emplacement, Fall Mountain, New Hampshire // Geological Society of America Bulletin. 1990. V. 102. P. 1344–1360.
- Thompson J.B., Jr.* The graphical analysis of mineral assemblages in pelitic schists // American Mineralogist. 1957. V. 42. P. 842–858.
- Thompson J.B., Norton S.A.* Paleozoic regional metamorphism in New England and adjacent areas // Eds. W.S. Zen, J.B. White, J.B. Hadley, J.B. Thompson. Studies of Appalachian Geology—Northern and Maritime. N.Y.: John Wiley and Sons, 1968. P. 319–327.
- Thomson J.A., Guidotti C.V.* Carboniferous Barrovian metamorphism in South Maine // Studies in Maine Geology. 1989. V. 3. P. 35–51.
- Triboulet C., Audren C.* Continuous reactions between garnet, staurolite, kyanite-sillimanite-andalusite and P - T -time-deformation path in mica-schists from the estuary of the river Vilaine, South Brittany, France // J. Metamorphic Geology. 1985. V. 3. P. 91–105.
- van Westrenen W., Allan N.L., Blundy J.D. et al.* Trace element incorporation into pyrope-grossular solid solutions: An atomistic simulation study // Physics and Chemistry of Minerals. 2003. V. 30. P. 217–229.
- White R.W., Powell R.J., Holland T.J.B., Worley B.A.* The effect of TiO_2 and Fe_2O_3 on metapelitic assemblages at greenschist and amphibolite conditions: mineral equilibria calculations in the system K_2O - FeO - MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O - TiO_2 - Fe_2O_3 // J. Metamorphic Geology. 2000. V. 18. P. 497–512.
- Whitney D.L.* Coexisting andalusite, kyanite, and sillimanite: sequential formation of three Al_2SiO_5 polymorphs during progressive metamorphism near the triple point, Sivrihisar, Turkey // American Mineralogist. 2002. V. 87. P. 405–416.
- Whitney D.L., Evans B.W.* Abbreviations for names of rock-forming minerals // American Mineralogist. 2010. V. 95. P. 185–187.
- Whitney D.L., Mechum T.A., Kuehner S.M. et al.* Progressive metamorphism of pelitic rocks from protolith to granulite facies, Dutchess County, New York, USA: constraints on the timing of fluid infiltration during regional metamorphism // J. Metamorphic Geology. 1996. V. 14. P. 163–181.
- Williams M.L., Karlstrom K.E.* Looping P - T paths and high- T , low- P middle crustal metamorphism: Proterozoic evolution of the southwestern United States // Geology. 1996. V. 24. P. 1119–1122.
- Xu G., Will T.M., Powell R.* A calculated petrogenetic grid for the system SiO_2 - Al_2O_3 - FeO - MgO - K_2O - H_2O , with particular reference to contact-metamorphosed pelites // J. Metamorphic Geology. 2004. V. 12. P. 99–119.

Instability of Al_2SiO_5 “Triple Point” Assemblages as a Consequence of Polymetamorphism in Al-Rich Metapelites

I. I. Likhanov

Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia

The Al_2SiO_5 polymorphs (andalusite, kyanite, and sillimanite), which are dominant constituents in aluminous metamorphic rocks, are gaining increasing importance as industrial sources for aluminum oxide, silumin, and aluminum. On the example of a series of metamorphic complexes of Al-rich metapelites from Yenisei Ridge characterized by the presence of the aluminosilicate triple-point (containing all three Al_2SiO_5 minerals), geological-structural, mineralogical-petrological, and isotope-geochronological evidence of their polymetamorphic history are given. In the studied aureoles, the overprinting of earlier mineral assemblages with the later ones during various geodynamic events is clearly fixed by the reaction microtextures and chemical zoning in minerals, P - T trajectories of these rocks as well as radiometric dating. These indicator signs indicate a sequential growth of Al_2SiO_5 polymorphs as a result of a complex polymetamorphic history due to the change of different tectonic settings. A comparative analysis of the obtained results with published data from other regions of the world showed that in all the studied cases, Al_2SiO_5 minerals were in reaction ratios and grew at different times in the metamorphic history of the rock and hence cannot be regarded as true triple-point parageneses, notwithstanding the possibility that parts of the looping P - T paths may have passed near the triple point. We conclude that the aluminum silicate triple-point assemblages, in which all three Al_2SiO_5 minerals are in stable equilibrium, are not possible in metapelitic rocks of any chemical composition. Hence such purported triple-point assemblages cannot represent a stable association and cannot be used to calibrate or test geothermobarometers.

Keywords: Al_2SiO_5 minerals, Al-rich metapelites, triple point, polymetamorphism, Yenisei Ridge, Siberian Craton

УДК 553+550.4

ПЕТРОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗНОВИДНОСТЕЙ ЗЮВИТОВ КАРСКОЙ АСТРОБЛЕМЫ (ПАЙ-ХОЙ, РОССИЯ)¹

© 2020 г. Н. И. Максименко^а, *, Т. Г. Шумилова^а, Н. С. Ковальчук^а

^аИнститут геологии им. академика Н.П. Юшкина Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия

*e-mail: nadiamaximenko@mail.ru

Поступила в редакцию 10.03.2019 г.

После доработки 22.12.2019 г.

Принята к публикации 29.12.2019 г.

Впервые представлена подробная минералого-петрографическая характеристика обломочной компоненты трех разновидностей зювитов Карской астроблемы (Пай-Хой, Россия) при изучении обломочных импактитов. Рассмотрены особенности морфологии, внутреннего строения, элементного и фазового состава импактных стекол зювитов. Полученные данные подтверждают справедливость предложенного типового разделения исследованных пород. Во всех разновидностях зювитов установлено присутствие важнейших минералов-индикаторов импактного процесса с признаками всех основных стадий ударного метаморфизма и постимпактной гидротермальной минерализации. Результаты исследований будут способствовать выявлению новых и переходных типов зювитов с целью полной характеристики карских импактитов, а также могут быть использованы при построении генетической модели формирования данного уникального объекта и других астроблем.

Ключевые слова: Карская астроблема, зювиты, импактный метаморфизм, импактные стекла

DOI: 10.31857/S0869590320050039

ВВЕДЕНИЕ

Термин “зювит” изначально был предложен Е. Зауером в 1920 г. для обозначения туфовидных пород кратера Рис в Германии (Структуры ..., 1983; Фельдман, 1990; Вишневецкий, 2007). Введение термина “импактит” Х.Б. Штенцелем в 30-х годах прошлого века было связано с изучением стекол, образующихся из импактного расплава.

Первые системные геологические исследования импактитов были произведены в 70-е годы прошлого века. В это же время были предприняты попытки классификации зювитов. Зювиты кратера Рис по условиям образования были разделены на выброшенные (fallout) и возвращенные (fallback) (Pohl et al., 1977). Зювиты Попигайского кратера по содержанию фрагментов стекла в свое время были подразделены на витро- и кристалловитрокластические. Позднее зювиты земных астроблем предлагалось подразделить на генетические группы, что оказалось неприемлемым в силу слабой изученности данных пород (Фельдман, 1990). С.А. Вишневецкий предлагал называть зювитами породы, образующиеся из взрывного облака (Вишневецкий, 2007).

При этом петербургская школа, возглавляемая В.Л. Масайтисом, осталась на позициях петрографического подхода, в соответствии с которым зювиты были подразделены на витро-, эпивитро- и витроэпикластические в зависимости от количественных соотношений обломков импактных стекол, пород и минералов, а по гранулометрическому составу кластов – на мелко-, средне-, крупно- и грубообломочные, лапиллиевые, агломератовые и глыбовые (Структуры ..., 1983; Импактные ..., 1990; Классификация ..., 1992; Масайтис и др., 1998).

В настоящее время термин “импактит” в иностранной литературе и некоторыми отечественными исследователями используется для обозначения всех пород, затронутых воздействием сверхзвукового удара, возникшего при столкновении космических тел с поверхностью Земли (Фельдман, 1990; Stöffler, Grieve, 2007). В русскоязычной литературе под импактитами понимаются разновидности импактных пород, состоящие более чем на 10% из продуктов охлаждения и кристаллизации импактных расплавов, а также включений ударно-метаморфизованных обломков пород и минералов (Структуры ..., 1983; Геологический ..., 2010). Русская систематика предполагает разделение импактитов на коптогиалиниты (импактные пемзы,

¹ Дополнительная информация для этой статьи доступна по doi: 10.31857/S0869590320050039 для авторизованных пользователей.

шлаки), тагамиты и зювиты (Классификация ..., 1992; Петрографический ..., 2008).

Под “зювитом” сегодня понимается литифицированная брекчия, сложенная обломками импактных стекол, пород и минералов, сцементированных тем же тонкораздробленным материалом (Структуры ..., 1983; Масайтис и др., 1998; Геологический ..., 2010; Stöffler et al., 2018). В настоящей работе мы придерживаемся данного значения термина “зювит”.

Карская астроблема на сегодняшний день представляет собой слабоосвещенную в публикациях импактную структуру, располагающуюся в Арктической зоне европейской части России. Она является весьма привлекательным и перспективным для изучения объектом, активно исследуемым в настоящее время. Согласно вышеуказанной номенклатуре разновидностей зювитов, петербургской школой зювиты Карской астроблемы были подразделены на лапиллиево-агломератовые, глыбовые и глыбово-агломератовые разновидности по размеру обломков, а также на витролитокластические, витрокластические, литовитрокластические и грановитрокластические различия по преобладающему типу обломочного материала (Импактные ..., 1990; Фельдман, 1990).

Несмотря на ряд вышеупомянутых работ, петрографического описания и типовой вещественной классификации карских зювитов ранее так и не было произведено. В связи с этим актуальным и наиболее важным на данный момент является дальнейшее углубленное и всестороннее исследование зювитов Карской астроблемы, представляющих основную объем импактитов данного объекта. В 2015 г. зювиты Карской астроблемы по геоморфологическим, структурно-текстурным признакам, минералогическому и петрохимическому составу были разделены на три типа, сформированные, предположительно, по различному преобладающему первичному субстрату (Шумилова и др., 2016, 2018).

Цель настоящей работы – комплексное исследование кластогенной компоненты разновидностей зювитов Карской астроблемы в связи с необходимостью установления на микроуровне минералого-петрологических различий между выделенными ранее типами зювитов, а также их петрохимического и геохимического своеобразия для подтверждения справедливости типового разделения данных пород (Шумилова и др., 2016, 2019).

Геологическая позиция объекта исследований

Карский метеоритный кратер расположен на северо-восточном крыле Пайхойского антиклинория (Югорский полуостров), в бассейне нижнего течения р. Кара, в 200 км севернее г. Воркуты

(рис. 1). Карская импактная структура образует слабовыраженную в современном рельефе впадину диаметром около 65 км и является одной из крупнейших известных в России астроблем, наряду с Попигаической (100 км в диаметре) и Пучеж-Катунской (80 км) (Импактные ..., 1990; Масайтис и др., 1998).

С начала XIX века необычное геологическое строение Карской кольцевой структуры, своеобразие и оригинальность слагающих ее пород привлекало внимание многих исследователей. Выходы брекчий по р. Каре изначально предлагалось отнести к тиллитам, позднее к вулканическим брекчиям и агломератам или туфобрекчиям (Устрицкий, 1953; Масайтис и др., 1980). Предположение о метеоритно-взрывном происхождении Карской депрессии впервые было высказано в 1970 г. П.С. Вороновым. Эта гипотеза была поддержана и подтверждена В.Л. Масайтисом, обнаружившим признаки ударного метаморфизма в породах Карской структуры. Геологическое строение объекта было изучено при геологическом картировании и геофизических исследованиях данной территории в ходе производственных работ М.А. Масловым и Г.Я. Пономаревым и коллективом сотрудников ВСЕГЕИ (Импактные ..., 1990; Масайтис и др., 1980). Впоследствии в результате научных исследований были изучены глубинное строение, высокобарная минерализация, уточнен возраст импактного события (Езерский, 1986; Импактные ..., 1990; Юшкин, Лысюк, 2001; Удоратин и др., 2010; Лютоев, Лысюк, 2015; Tieloff et al., 1998).

Традиционно на Пай-Хое выделяют два синхронно образовавшихся импактных кратера – Карский и Усть-Карский. Самостоятельность Усть-Карской импактной структуры была представлена в 70-х годах XX в. в результате исследования состава и условий залегания импактитов и брекчий Карской и Усть-Карской астроблем (Импактные ..., 1990; Масайтис и др., 1998; Юшкин, Лысюк, 2001; Лютоев, Лысюк, 2015), однако рядом исследователей предполагается, что данные структуры относятся к одному импактному кратеру с существенно большими исходными размерами (Тимонин, 2006). На сегодняшний день недостаточно доказательств ни в пользу одной, ни другой гипотезы.

Известно, что Карская астроблема образовалась около 70 млн лет назад (Tieloff et al., 1998) при столкновении крупного космического тела с Землей. В результате высокоскоростного удара выделилось огромное количество энергии, породившей сверхзвуковую ударную волну, которая спровоцировала сложную и скоротечную последовательность специфических процессов изменения пород мишени – импактный метаморфизм (Langenhorst, 2002). Ударное сжатие пород способствовало возникновению сверхвысоких (шоковых)

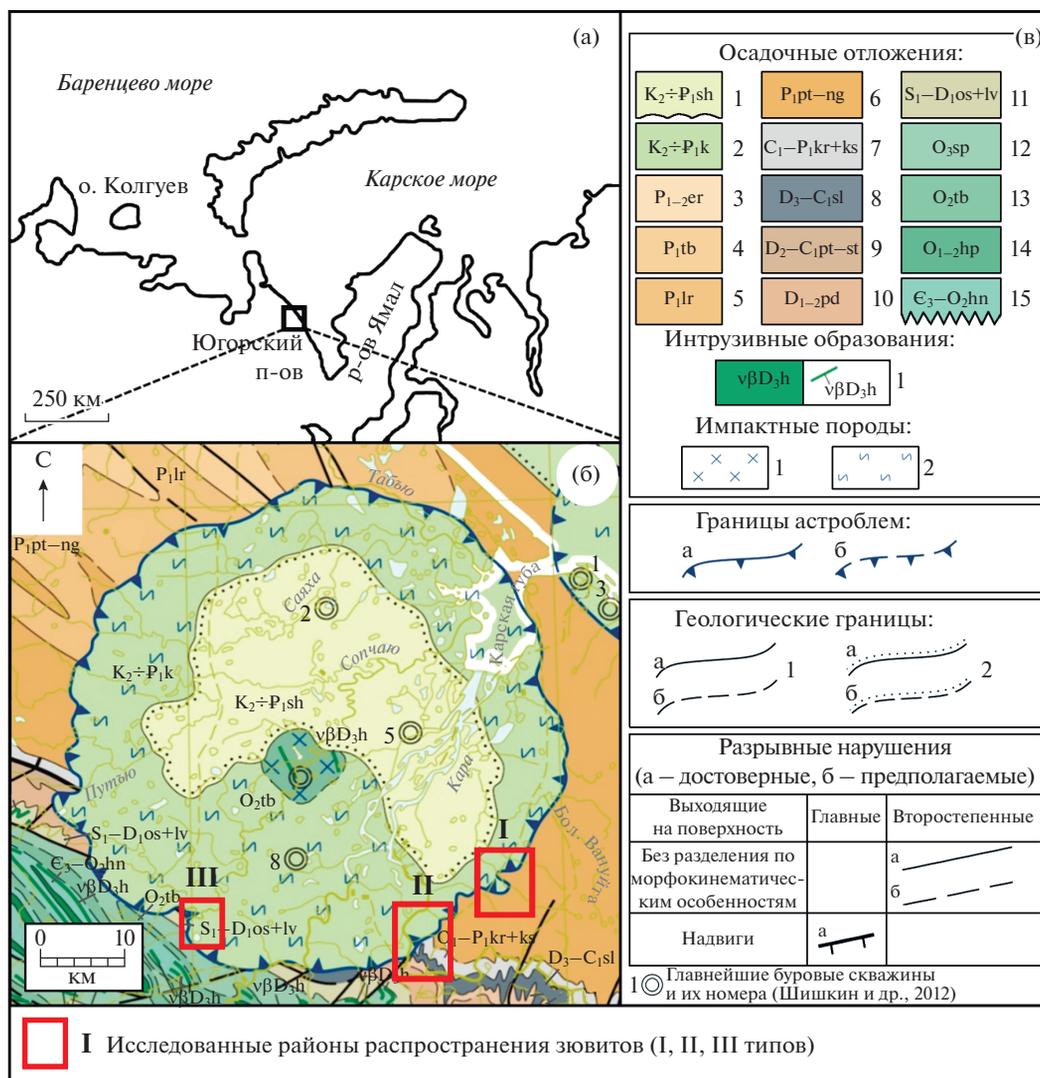


Рис. 1. Расположение (а) и геологическое строение (б) области Карской астроблемы по материалам Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1000000 (Шишкин и др., 2012). (в): *осадочные отложения*: 1 – сааяхинская толща: глины опоковидные, песчаные, алевролиты, переотложенные коптокласиты; 2 – карский коптогенный комплекс: аллогенные брекчи, тагамиты, зювиты, коптокласиты; 3 – ерзягинская свита: циклическое переслаивание песчаников, алевролитов, аргиллитов, углей; 4 – табыюская свита: полимиктовые песчаники, алевролиты, аргиллиты, углистые аргиллиты, угли; 5 – лиурьягинская свита: полимиктовые песчаники и алевролиты с мергелистыми и песчано-кальцитовыми конкрециями; 6 – пэтаркинская свита и нгебетаяхинская толща нерасчлененные: флишоидное переслаивание известковистых и слабоуглеродистых аргиллитов с прослоями кремнистых мергелей, известковистых песчаников, алевролитов, алевролитистых аргиллитов; 7 – карская и карасиловская свиты объединенные: сланцы углеродисто-глинисто-кремнистые, фтаниты, силициты, прослой известняков, кремнистые и детритовые известняки с линзами кремней; 8 – силоваяхинская свита: переслаивание фтанитов, черных сланцев, силицитов, углеродисто-кремнистых известняков, фосфоритовых конкреций; 9 – путьюская, громашорская и силоваяхинская свиты нерасчлененные: сланцы карбонатно-кремнисто-глинистые, углеродисто-кремнисто-глинистые, силициты, яшмоиды, фтаниты, кремнистые известняки; 10 – падейская свита: песчаники кварцевые, сланцы кремнисто-глинистые, силициты, линзы мanganокarbonатов и баритов; 11 – оюская и ливановская свиты объединенные: ритмичное переслаивание сланцев, углеродисто-глинисто-кремнистых и их карбонатных разностей с углеродисто-кремнистыми известняками, известняки с тентакулитами, прослой сланцев (локально встречаются потоки базальтов); 12 – сопчинская свита: переслаивание известняков, кремнистых, детритовых, глинистых и сланцев глинисто-кремнистых, кремнисто-глинистых; 13 – тальбейтывисская свита: ритмичное переслаивание известковистых песчаников, алевролитов, песчанистых известняков, кремнисто-глинистых сланцев (локально базальты, туфолафы); 14 – харапэшорская свита: известняки алевролитистые, глинистые, петельчатые, алевролиты; 15 – хенгурская свита: сланцы глинисто-кремнистые, кремнисто-глинистые и их углеродистые разности, редкие прослой известняков, локально развиты туфолавы, песчаники и алевролиты, гравелиты, конгломераты, прослой алевросланцев и углеродисто-глинистых сланцев. *Интрузивные образования*: 1 – Хойтальбейский комплекс габбро-долеритовый гипабиссальный. Габбро-долериты, долериты. *Импактные породы*: 1 – автохтонные породы (коптокласиты); 2 – аллохтонные породы нерасчлененные (зювиты, глыбовые брекчи). *Границы астроблем*: а – установленные, б – предполагаемые. *Геологические границы* (а – установленные, б – предполагаемые): 1 – согласно залегания и интрузивные контакты, 2 – несогласно залегания стратиграфических подразделений.

давлений и образованию расплавных импактитов при давлении до 60–80 ГПа и температурах, достигающих 2300–2500°C (Шумилова и др., 2018). В результате последовавшей декомпрессии и различной транспортировки метаморфизованного материала — обломков пород мишени, минеральных частиц и масс импактного расплава, сформировались импактиты: зювиты (образованные в результате баллистических выбросов и оседания кластической компоненты из взрывного облака) и тагамиты (сформированные при пластическом течении и застывании импактного расплава), выполняющие борта Карского кратера (Масайтис и др., 1980; Импактные ..., 1990; Langenhorst, 1994; Stöffler, 2007).

В структурном плане Карская депрессия находится в северо-восточной части Новоземельско-Уральского складчато-надвигового пояса, который обрамляется на северо-востоке Западно-Сибирской плитой (Варандей-Адзвинской структурной зоной), а на юго-западе — Предуральским краевым прогибом (Коротайхинской впадиной). В Центрально-Новоземельском мегантиклинории выделяют несколько последовательно сменяющихся зон (с запада на восток): Вайгачско-Южноновоземельский антиклинорий, Пайхойский антиклинорий (Пайхойское поднятие), Карский синклинорий (Карская впадина), где и располагается Карская структура (Шишкин и др., 2012).

Карский синклинорий размером 65 × 180 км является крылом Пайхойского антиклинория. Границы Карской депрессии тектонические: на северо-востоке она ограничена Байдарацкой сутурой, с юга и запада — Северо-Пайхойским надвигом, на востоке — Карским (осовейским) надвигом.

В строении Карской астроблемы выделяется два структурных этажа (рис. 1): нижний — верхнепротерозойский (в пределах кратера вскрытый скважинами на глубину 500 м), и верхний — палеозойский мощностью более 5 км. Верхний структурный этаж подразделяется на два структурных яруса: нижний (сложенный сланцами, песчаниками, известняками и др. породами ордовика–карбона) и верхний (сложенный нижнепермскими песчаниками, алевролитами, сланцами и др. отложениями), обогащенные углистым веществом (Масайтис и др., 1980; Импактные ..., 1990; Юдович и др., 1998; Шишкин и др., 2016). В области центрального поднятия астроблемы отмечаются немногочисленные выходы позднедевонских интрузий долеритов и габбро-долеритов.

МЕТОДИКА И ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Изученные образцы импактитов, представленных зювитами Карской астроблемы, были отобраны в период экспедиционных работ 2015–2017 гг. в южной и юго-восточной областях импактной структу-

ры в бассейнах рек Анарога (Нганорахяха), Кара, Сопчаю (рис. 1). Были проведены аналитические исследования коллекции из 43 образцов зювитов и пород мишени. Изучение каменного материала проводилось в ЦКП “Геонаука” (ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар).

Микроскопическое изучение разновидностей зювитов методом оптической микроскопии в проходящем и отраженном свете было выполнено на комбинированном поляризационном микроскопе ПОЛАМ Р-312 (АО “ЛОМО”, Россия) в двусторонне-полированных шлифах с детальным анализом собственно кластогенной компоненты. Процентное содержание кластогенных компонентов (размером менее 0.5 см) и основной массы (менее 0.01 см) в зювитах оценивалось методом линейного подсчета по площади двусторонне-полированных шлифов на интеграционном столике ИСА-2 с суммарной длиной линии подсчета для одного шлифа 6–7 см (Импактные ..., 1990). При микроскопическом изучении зювитов также исследовались признаки ударного метаморфизма и продукты постимпактного гидротермального воздействия.

Изучение валового состава разновидностей зювитов и пород мишени проведено с помощью силикатного анализа на 14 компонентов в лаборатории химии минерального сырья ИГ Коми НЦ УрО РАН, аналитик О.В. Кокшарова. Вещественная характеристика кластогенной компоненты разновидностей зювитов была изучена методом сканирующей электронной микроскопии в совокупности с микронзондовым анализом на сканирующем электронном микроскопе Tescan Vega 3 LMN с энергодисперсионной приставкой Oxford Instruments X-Max в стандартных аншлифах с углеродным напылением, аналитики Е.М. Тропников и С.С. Шевчук. Исследования производились в режиме обратно-отраженных (BSE) и вторичных электронов (SE). Определение элементного состава импактных стекол и литокластов зювитов производилось методом площадных микронзондовых анализов при ускоряющем напряжении 20 кВ. Площадные анализы производились по нескольким обломкам, при этом в каждом фрагменте проводилось по одному анализу по максимальной площади класта. Площади сканированных участков составляли от 10 мкм до 0.8 мм в зависимости от размера фрагментов.

Фазовый минеральный состав витрокластов и отдельных лито- и кристаллокластов разновидностей зювитов изучен методом спектроскопии комбинационного рассеяния света в двусторонне-полированных шлифах. Анализ спектров комбинационного рассеяния производился на рамановском спектрометре LabRam HR800 (Horiba Jobin Yvon) с применением Ar-лазера и длиной волны возбуждающего излучения 514.5 нм, аналитик

С.И. Исаенко. Регистрация спектров происходила в условиях комнатной температуры в спектральном диапазоне 100–4000 см⁻¹. Для выяснения фазовой принадлежности использовались эталонные спектры из базы данных RRUFF (<http://rruff.info>).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Как было указано выше, по геоморфологическим, структурно-текстурным особенностям, минералогическому и петрохимическому составу зювиты Карской астроблемы подразделяются на три типа (Шумилова и др., 2016, 2018).

Зювиты I типа расположены на правом борту р. Анарога, в 300 м выше устья руч. Лавовый (рис. 1), формируют крутые массивные скальные выходы, обладают тесной пространственно-генетической связью с тагамитами. Эти породы отличаются коричневато-зеленовато-серым цветом, высокой плотностью и раковистым изломом, содержат значительное количество разнообразных по морфологии импактных стекол. Предполагается, что зювиты I типа образовались по субстрату мишени со значительной долей полимиктовых песчаников, алевролитов и в существенно меньшей степени силикатных магматических пород, имеющих преимущественно алюмосиликатный матрикс.

Зювиты II типа образуют протяженные массивные пластообразные тела с зубообразными субвертикальными скальными обрывами на правом борту р. Кара, в 100 м ниже устья руч. Тогорей-Яха (рис. 1), тесно связаны с породами мишени (известковистыми алевролитами и известняками). Данная разновидность представляет собой пеструю, серую до темно-серого цвета породу с высокой плотностью, хрупкостью, пористостью и трещиноватостью. Протолитом для формирования зювитов II типа, обладающих существенно карбонатным матриксом, предположительно, являлись существенно карбонатные породы.

Зювиты III типа образуют протяженные плащеобразные тела по правому борту р. Сопчаю (рис. 1), характеризуются относительно пологими склонами, имеют темно-серую до черной окраску в естественных выходах. Эта разновидность отличается существенной хрупкостью, трещиноватостью, пористостью и высокой степенью выветрелости. Порода узнается по широкому разнообразию литотипов и неравномерному гранулометрическому распределению кластов. Зювиты III типа, предположительно, образовались по существенно углеродистым породам, углям и отличаются повышенным содержанием углеродистого вещества.

Все описываемые разновидности зювитов характеризуются брекчиевыми текстурами, литовитро- и витролитокластическими структурами, представляют собой преимущественно крупно- и грубообломочные породы с преобладающим раз-

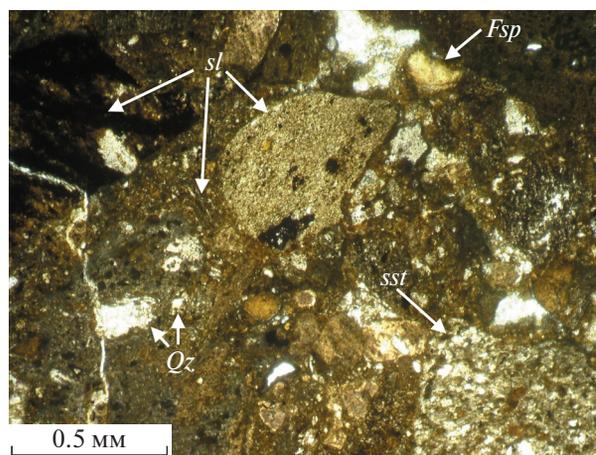


Рис. 2. Интенсивно измененные класты сланцев (*sl*), полимиктовых песчаников (*ssst*), полевых шпатов (*Fsp*), кварца (*Qz*) и других пород и минералов в зювите I типа (без анализатора).

мером кластов от 0.5–1 мм до 1–1.5 см (Структуры ..., 1983). В настоящей работе исследовалась петрологическая специфика кластической компоненты зювитов размером от 0.01 до 1–2 мм.

Минералого-петрографическая характеристика разновидностей зювитов

Зювиты представляют собой импактные брекчии, сложенные эпикластами, витрокластами и матриксом в разном количественном соотношении. Эпикласты характеризуются обломками пород (литокласты — обломки осадочных и кристаллических пород) и минералов (гранокласты — кластические зерна минералов; кристаллокласты — кристаллы минералов). Витрокласты представлены фрагментами импактных стекол (Масайтис и др., 1998).

Зювиты I типа

Литокласты занимают от 16 до 24% от объема зювитов I типа (табл. 1) и представлены интенсивно измененными обломками глинистых алевролитов и аргиллитов; песчаников; серицит-кварцевых, кварц-серицитовых и в меньшей степени углистых хлоритовых сланцев и алевросланцев; редкими кластами известняков и силицитов (рис. 2). Обломки характеризуются удлинёнными, реже изометричными, округлыми или слегка угловатыми, клиновидными, субтригональными формами. Размеры литокластов варьируют от 100 мкм до 1.5 см.

Витрокласты занимают от 25 до 29% от объема породы (табл. 1) и представлены алюмосиликатными и силикатными, расплавленными, в редких случаях диаплектовыми, стеклами, в различной степени измененными. Характерной особенностью импактных стекол зювитов I типа является

Таблица 1. Усредненный литологический состав зювитов по данным оптической микроскопии (об. %)

| Тип зювитов | Местонахождение | Кластогенные компоненты (0.5 см–0.01 мм) | | | | | Матрикс (<0.01 мм) |
|-------------|-----------------|---|-------|-------------|---------------------------|------|-----------------------|
| | | литокласты | | витрокласты | грано- и кристалло-класты | | |
| | | тип | всего | | | | |
| I | р. Анарога | Песчаники | 5.0 | 19.8 | 27.0 | 5.9 | 47.3 |
| | | Сланцы | 3.3 | | | | |
| | | Алевролиты | 7.7 | | | | |
| | | Аргиллиты | 3.6 | | | | |
| | | Известняки | 0.3 | | | | |
| II | р. Кара | Песчаники | 3.2 | 25.3 | 8.5 | 12.8 | 53.4 |
| | | Сланцы | 7.7 | | | | |
| | | Алевролиты | 3.1 | | | | |
| | | Аргиллиты | 0.7 | | | | |
| | | Известняки | 5.4 | | | | |
| | | Силициты | 3.3 | | | | |
| | | Угли | 1.9 | | | | |
| III | р. Сопчаю | Песчаники | 0.9 | 21.2 | 8.2 | 9.6 | 61.1 |
| | | Сланцы | 8.4 | | | | |
| | | Алевролиты | 2.8 | | | | |
| | | Аргиллиты | 4.1 | | | | |
| | | Известняки | 0.7 | | | | |
| | | Силициты | 0.1 | | | | |
| | | Угли | 4.1 | | | | |

высокая пористость, флюидальная текстура, наблюдаемые размеры в шлифах от 100 до 500–600 и более мкм (рис. 3). При микроскопическом изучении расплавы стекла характеризуются светло- и темно-коричневым цветом, причудливыми, неправильными лентообразными изометричными и удлиненными формами с нечеткими границами. В стеклах зачастую наблюдаются характерные для полевых шпатов при выветривании изменения цвета и облика (потемнение и помутнение), свидетельствующее о замещении пелитом. Неизмененные, прозрачные витрокласты обнаруживаются в подчиненном количестве, часто зональны, что обусловлено изменением окраски от прозрачной (прикраевой) до коричневой (внутренней области). Контуры зон, как правило, совпадают с границами окружающих обломков.

Витрокласты характеризуются пористой, реже массивной и флюидальной текстурой, подчеркнутой цепочками изометричных и удлиненных пор со средним диаметром до 10 мкм. Поры составляют до 20% объема стекол, нередко имеют

тонкие каймы от светло-желтого до темно-коричневого цвета с волокнистым строением и волнистым погасанием. При изучении под оптическим микроскопом во фрагментах стекол зювитов I типа проявляется кристаллическая структура, предположительно двухфазная, обусловленная присутствием разноразмерных сферолитов халцедона радиально-лучистого строения и тонкокристаллических обособлений полевых шпатов. На границе стекол с матриксом присутствует рыжевато-коричневая нераскристаллизованная кайма, обогащенная гидрооксидами железа, по всей видимости, представляющая собой зону закалки.

При исследовании под оптическим микроскопом установлено, что импактные стекла содержат от 5–10 до 15% сильно преобразованных обломков пород, минералов и их реликтов, представленных кварцем (нередко с планарными трещинками), полевыми шпатами, глинистыми аргиллитами, рудными минералами (пиритом, титанитом), сланцами и реликтами других минералов и литокластов. Включения в стеклах нередко ориентированы вдоль

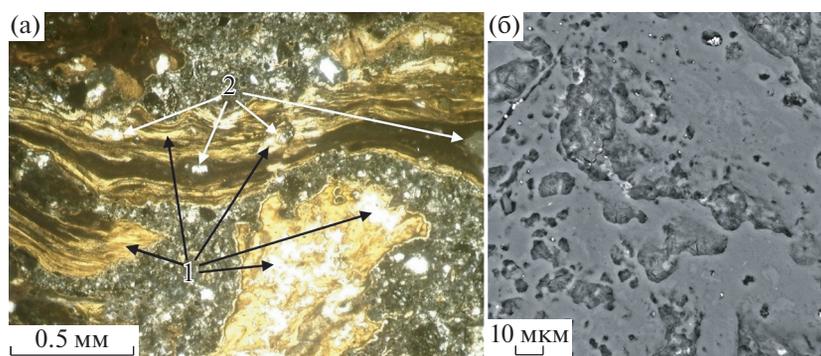


Рис. 3. Микроскопическое (а) (без анализатора) и электронно-микроскопическое (б) (упруго-отраженные электроны) изображение частично раскристаллизованного (1) флюидального пористого (б) импактного стекла с оплавленными включениями лито- и гранокластов (2) в зювите I типа.

направления течения расплава, подчеркивая флюидальную текстуру, изредка формируют очковую текстуру витрокластов.

В ходе анализа спектров комбинационного рассеяния витрокластов зювитов I типа установлено, что раскристаллизованные стекла представлены полевым шпатом (ортоклазом), о чем свидетельствует характерное положение пиков — 477 и 513 см^{-1} , хорошо соотносимое с положением полос в стандартном спектре ортоклаза. При анализе спектров комбинационного рассеяния также выяснено, что мелкие (около 10 – 30 $\mu\text{м}$) линзо- и миндалевидные включения, нередко присутствующие в стеклах, представлены анатазом, о чем свидетельствует характерное положение пика в области 146 см^{-1} и широкие полосы — 396 , 517 , 638 см^{-1} .

Грано- и кристаллокласты (рис. 2) занимают около 6% от объема породы (табл. 1) и представлены изометричными, округлыми, угловатыми кластами полевого шпата, реже кварца, включениями пирита, в редких случаях лейстами слюды (хлорита, серицита, мусковита, биотита) размером от ~ 50 до 250 $\mu\text{м}$.

В ходе микроскопического изучения зювитов I типа в них обнаружены некоторые особенности, которые могут свидетельствовать об *ударном воздействии*. Так, в кластах сланцев отмечается плейчатая текстура, ударный кливаж и различная степень брекчированности. В зернах полевого шпата в составе кластов песчаника наблюдается отсутствие двойников и крупные деформационные трещины. В сильноизмененных фрагментах алевролитов отмечаются реликты первичной структуры и существенное помутнение зерен. Обломки песчаников частично дислоцированы, имеют зональное строение, обусловленное наличием преобразованных краевых аморфных зон и неизмененного центра с первичной зернистостью. Класты силицитов нередко обладают крупными деформационными трещинами в прикраевой части. Среди витрокластов в некоторых случаях встречаются фрагменты

с зоной закалки и изредка диаплектовые стекла по кварцу с характерной оптической изотропизацией, отсутствием пор и флюидальности. В кварцевых включениях в составе стекол наблюдаются планарные трещинки. Зерна полевого шпата в основной массе зювита нередко интенсивно катаклизированы, имеют деформационные и планарные трещины и секториально-пятнистое погасание, а класты кварца в некоторых случаях характеризуются хаотично расположенными трещинами.

Зювиты II типа

Породы характеризуются в разной степени измененными *литокластами*, занимающими 23–28% от объема породы (табл. 1). Среди них преобладают обломки кварц-серицитовых, серицит-кварцевых, хлоритовых, углистых, реже мусковитовых сланцев. Отмечаются класты разномасштабных глинистых и реже мраморизованных известняков, песчаников, фрагменты алевролитов, силицитов и углей (рис. 4). Обломки пород имеют размеры от ~ 100 $\mu\text{м}$ до 1 – 2 см, округлую, удлиненную и изометричную, угловатую, клиновидную, неправильную форму.

Витрокласты составляют от 4 до 13% от объема породы (табл. 1) и представлены преимущественно тонко девитрифицированными разностями размером от 700 $\mu\text{м}$ до ~ 4 мм (Максименко, Зубов, 2017; Максименко и др., 2018). В ходе микроскопического изучения установлено, что витрокласты характеризуются, главным образом, изометричной формой, среди них встречаются лепешки, лапилли, ленты и другие образования с причудливыми, неровными, извилистыми очертаниями (рис. 5). Стекла обладают желтовато- или зеленовато-коричнево-серой окраской различной интенсивности, иногда прозрачной. Цвет стекол также зависит от степени преобразования: слабоизмененные — частично прозрачны, сильноизмененные — непрозрачны с однородной окраской.

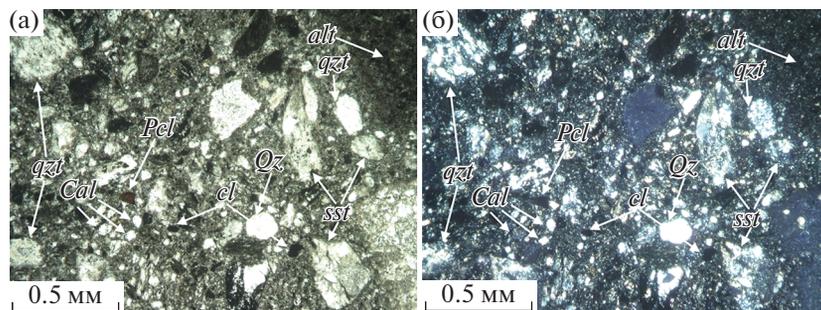


Рис. 4. Класты песчаников (sst), алевролитов (alt), кварцитов (qzt), углей (cl), кальцита (Cal), полевых шпатов (Fsp), кварца (Qz), пирохлора (Pel) и других пород и минералов в зювите II типа (а – без анализатора, б – николи скрещены).

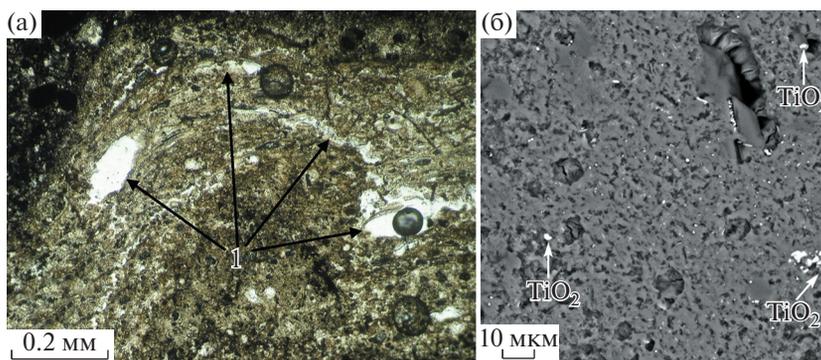


Рис. 5. Микроскопическое (а) (без анализатора) и электронно-микроскопическое (б) (упруго-отраженные электроны) изображение тонкораскристаллизованного импактного стекла с флюидальной пористой текстурой, подчеркнутую многочисленными порами (1) в зювите II типа.

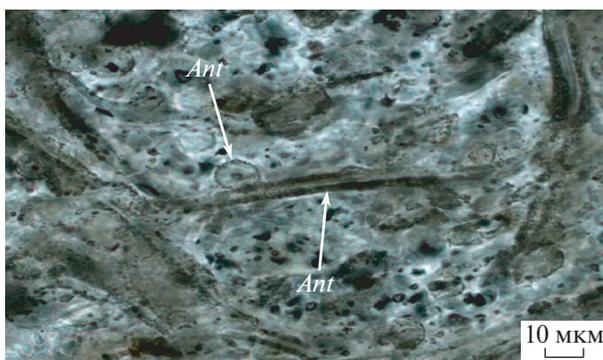


Рис. 6. Включения анатаза (Ant) в импактном стекле зювита II типа. Изображение в проходящем свете, без анализатора.

Текстуры стекол пористые, реже массивные и флюидальные. Поры овальные, реже округлые, извилистые, каплевидные. Размер пор, как правило, не превышает 100–200 мкм, а их объем составляет до 30–40%. Стенки пор в скрещенных николях обнаруживают светлую окраску и волнистое погасание. Нередко поры расположены субпараллельно друг другу, обуславливая флюидальную текстуру стекол.

Флюидальность часто подчеркнута тончайшими “червеобразными”, округлыми, субпараллельно расположенными включениями, формирующими некую паутиноподобную сеть (рис. 6). Реже в стеклах отмечается комковатая, очковая текстура (преимущественно у интенсивно преобразованных фрагментов), обусловленная реликтами и теневыми структурами захваченных и переплавленных кластов.

Иногда обломки стекол имеют зональное строение: отчетливо выделяется светлая внешняя кайма и темная внутренняя часть. Зачастую в центральных областях стекло раскристаллизовано, а в краевых зонах (мощностью до 600–700 мкм) большей частью изотропно. Граница стекол с матриксом достаточно четкая и ровная, нередко подчеркнута тончайшей (до 1 мкм) темно-серой каймой, расположенной со стороны основной массы и выполенной, вероятно, сконцентрированным углеродистым веществом. Витрокласты зювитов II типа содержат включения силикоизмененных, сложно идентифицируемых литокластов с рваными оплавленными краями и размерами до 600 мкм. Во флюидальных стеклах отмечаются мелкие включения кварца, кальцита и слюды. Интенсивно измененные стекла повсеместно содержат мел-

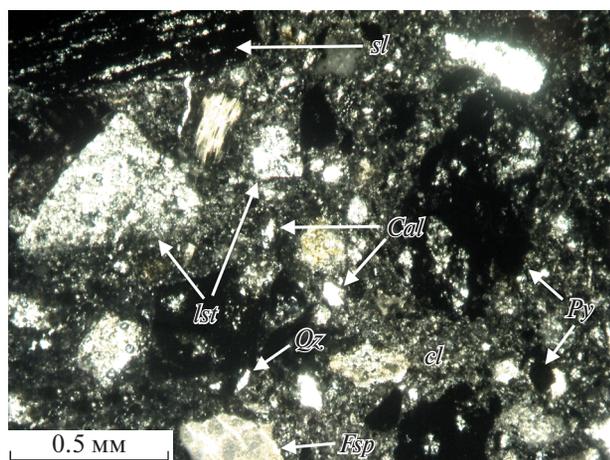


Рис. 7. Класты известняков (*lst*), сланцев (*sl*), углей (*cl*), кальцита (*Cal*), полевых шпатов (*Fsp*), кварца (*Qz*), пирита (*Py*) и других пород и минералов в зювите III типа (без анализатора).

кие угловатые черные включения, предположительно, углеродистого вещества.

При изучении импактных стекол методом спектроскопии комбинационного рассеяния установлено, что “червеобразные” включения, повсеместно присутствующие в стеклах, представлены анатазом с характерным интенсивным пиком в области 142 см^{-1} и широкими полосами – $397, 517, 640\text{ см}^{-1}$, типичными для стандартного спектра анатаза. По всей видимости, это обуславливает относительно высокое содержание TiO_2 в витрокластах зювитов II типа, установленное в ходе площадных микронзондовых исследований.

Грано- и кристаллокласты составляют 10–16% от объема породы (табл. 1), характеризуются размерами от $<10\text{ мкм}$ до $\sim 1\text{ мм}$, представлены кристаллами и зернами кальцита, полевого шпата, реже кварца, редкими кристаллами пироклора,

единичными чешуйками слюд (мусковита, серицита, хлорита).

При исследовании зювитов II типа под микроскопом в них отмечены некоторые *признаки ударного метаморфизма*. Так, класты интенсивно преобразованных сланцев зачастую характеризуются лентами, полосами смятия и отсутствием интерференционной окраски. Обломки мраморизованных известняков и кварцитов в некоторых случаях имеют краевые зоны изменения различной мощности. Фрагменты импактных стекол иногда характеризуются зональным строением, возможно, вследствие закалки. В кластах полевых шпатов и кварца, присутствующих в матрике породы, часто наблюдаются мозаичное строение и секториально-волнистое погасание.

Зювиты III типа

Отличительной чертой зювитов III типа является наилучшая сохранность и многообразие типов **литокластов**, занимающих около 21.2% от объема породы (табл. 1). Среди кластов преобладают фрагменты углистых, кварц-серицитовых, серицит-кварцевых и единичных хлоритовых сланцев; углей; известковистых и в меньшей степени глинистых алевролитов; крупные фрагменты известняков и мраморизованных известняков; песчаников полимиктовых; силицитов (яшмоидов, микрокварцита, реже радиоляритов) (рис. 7), в исключительно редких случаях – кварцевых долеритов (рис. 8). Литокласты характеризуются изометричными, удлиненными, округлыми, уплощенными, реже угловатыми, тонколистоватыми и клиновидными формами размером от $\sim 10\text{ мкм}$ до 1.5 см .

Содержание в различной степени раскристаллизованных (рис. 8) **витрокластов** в зювитах III типа составляет около 8% от объема породы (табл. 1). Величина таких обломков колеблется от $\sim 60\text{ мкм}$ до $4\text{--}5\text{ мм}$. При исследовании витрокла-

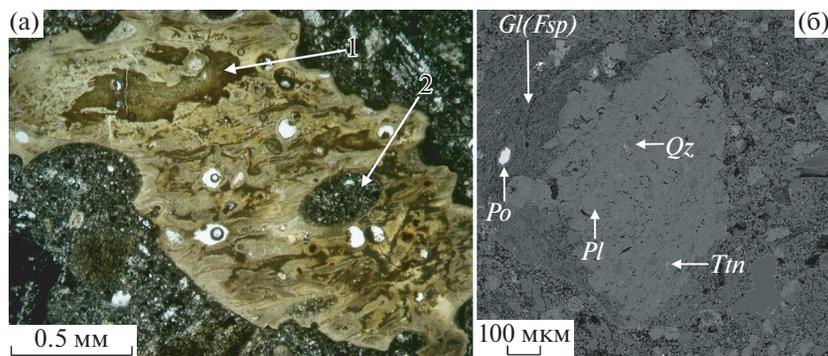


Рис. 8. (а) Флюидальная текстура частично раскристаллизованного (1) импактного стекла с каплевидным включением матрикса (2) в шлифе (без анализатора). (б) Контакт импактного стекла алюмосиликатного состава (*Gl (Fsp)*) с обломком кварцевого долерита в зювите III типа (электронно-микроскопическое изображение в упруго-отраженных электронах). *Pl* – плагиоклаз, *Po* – пирротин, *Tin* – титанит, *Qz* – кварц.

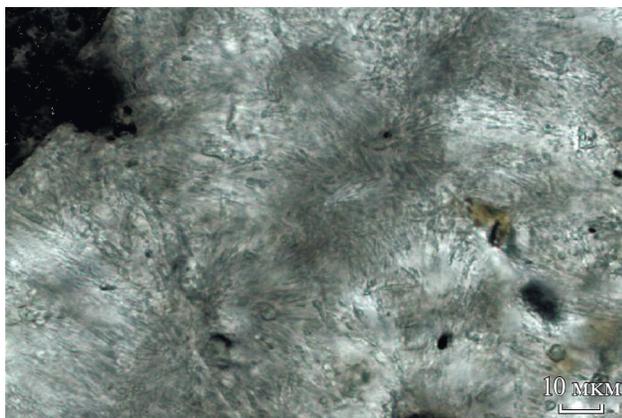


Рис. 9. Сноповидные кристаллы ортоклаза в импактном стекле зювита III типа. Изображение в проходящем свете, без анализатора.

стов под оптическим микроскопом установлено, что они характеризуются разнообразными формами. В породе отмечаются изометричные, удлиненные, угловатые и слабоокруглые, паутино- и лентообразные, таблитчатые, клиновидные фрагменты с причудливой конфигурацией, преимущественно с неровными, волнистыми, “изъеденными” очертаниями. Единично отмечаются витрокласты специфической формы с неправильными буроватыми обособлениями размером до 900 мкм с четкими границами. Иногда в витрокластах просматриваются протяженные (до 20 мкм) отчетливые тонкие (~10 мкм) темно-коричневые микропрослойки согласно направлению течения расплава.

Текстуры стекол флюидалные, массивные, пористые, реже пятнистые и глобулярные, обусловленные наличием круглых пор и фрагментов матрикса. Количество пор в импактных стеклах в некоторых случаях достигает 60–70%. Поры изометричные округлые или слегка удлиненные, реже линзовидные с неровными краями и неправильными формами, достигают ~80 мкм в поперечнике. Иногда стенки крупных пор опоясаны тонким (около 0.01 мм) темно-серым до черного цвета материалом, который в скрещенных николях подразделяется на две зоны: внешнюю изотропную и внутреннюю светло-желтоватую область. Изредка в порах присутствуют игольчатые микрорксталлы вторичных цеолитов.

Слабоизмененные стекла характеризуются прозрачностью, световато-желтоватым и коричневато-буроватым цветом (у разностей с повышенным содержанием железа), тогда как в преобразованных фрагментах внутренняя структура плохо различима вследствие помутнения; цвет преимущественно светло-голубовато-серый. Иногда в витрокластах наблюдается зональное строение: прикраевая раскристаллизованная светло-желтовато-серая область мощностью 30–70 мкм посте-

пенно переходит в сероватую центральную область (около 60 мкм).

Неоднородность витрокластов зювитов III типа обусловлена раскристаллизованными “слояками”, разнообразными порами и включениями (занимающими от 10 до 25%) размером до 10–20 мкм, реже до 60–200 мкм. Включения представлены мелкими буровато-красными зернами пирохлора, кристаллами пирита и пирротина (рис. 8) с характерными рыжеватыми ореолами гидроксидов железа, а также мельчайшими частицами углеродистого вещества. Изредка в стеклах встречаются крупные фрагменты (~120 мкм, редко до 200 мкм) округлой, овальной и слабоокруглой формы, сложенные материалом матрикса (рис. 8). Зачастую включения в стеклах располагаются однонаправленно, подчеркивая флюидалную текстуру.

В ходе анализа спектров комбинационного рассеяния измененных раскристаллизованных стекол клиновидной формы было установлено, что они имеют полевошпатовый, преимущественно ортоклазовый состав, о чем свидетельствуют рамановские пики в области 478 и 509 см⁻¹, характерные для эталонного спектра ортоклаза. Любопытно, что ортоклаз представлен в виде тончайших кристаллов, формирующих сноповидные образования (рис. 9), при этом фрагменты подобных стекол обладают ярко выраженной зоной закалки.

Грано- и кристаллокласты занимают около 10% от объема породы (табл. 1) и отличаются различными размерами (от ~5 до ~1 мм), представлены кластами кальцита, полевых шпатов, кварца, чешуйками слюд (мусковита, серицита, редко хлорита), единичными зернами пирохлора.

Об **ударном метаморфизме** может свидетельствовать пятнистое погасание, системы параллельных трещин в кварце и трещиноватость полевого шпата в обломках песчаников, крупные деформационные трещины во фрагментах силицитов. Класты яшмоидов в некоторых случаях имеют зональное строение, обусловленное наличием центральной темно-серой зоны, прикраевой светлой области и серой краевой прокаленной зоны. Во фрагментах импактных стекол также наблюдаются зоны закалки. В редких случаях среди витрокластов отмечаются оптически изотропные диаплектовые стекла по кварцу и полевому шпату с системами параллельных трещинок. Также в некоторых кластах полевого шпата в матриксе наблюдаются секториально-волнистое погасание, планарные элементы (рис. 10) и трещиноватость. В кристаллах кальцита в основной массе пород иногда обнаруживается кайма изменения, выполненная стекловатой массой.

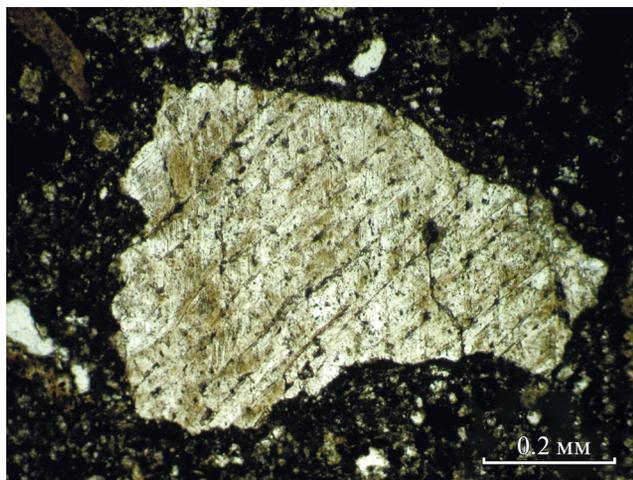


Рис. 10. Фрагмент полевого шпата с двумя системами планарных элементов в зювите III типа (без анализатора).

Петрохимические особенности разновидностей зювитов

В целом все типы зювитов относятся к среднекислым разностям (см. ESM_1.pdf в Supplementary)². При этом наблюдаются существенные различия разновидностей по характеру основности. Так, точки составов зювитов I типа располагаются на границе умеренно- и нормально-щелочных пород, зювиты II типа локализируются в области нормально- и низкощелочных пород, а зювиты III типа располагаются в основном в поле низкощелочных пород.

Большая разница наблюдается в количестве CaO, наибольшее содержание которого (~14 мас. %) характерно для третьей разновидности зювитов, а наименьшее (около 2 мас. %) – для первой (Максименко, 2018). Существенные различия отмечаются и в содержании глинозема, максимальное содержание которого установлено для зювитов I типа (около 14 мас. %), а минимальное – для зювитов III типа (около 6 мас. %). Примечательно, что для зювитов II типа характерно повышенное содержание Al₂O₃ (9.65–12.16 мас. %). Необходимо отметить, что зювиты I типа отличаются значительными содержаниями (мас. %): Fe₂O₃ до 6.75, H₂O до 4.49, MgO ~ 6 и TiO₂ 0.8, значения которых в 1.5–2 раза больше по сравнению с другими разновидностями. Минимальные содержания (мас. %): Fe₂O₃ ~ 3, H₂O ~ 0.4, MgO ~ 2 и TiO₂ около

0.3 установлены для зювитов III типа. Зювиты I типа существенно обеднены компонентами (мас. %): CO₂ 0.2–1.2, MnO около 0.07 и FeO ~ 2, в то же время наибольшие содержания CO₂ (до ~10) и MnO (0.24) приходятся на зювиты III типа, а максимальное содержание FeO (~3.3) – на зювиты II типа. Вместе с тем для зювитов II типа характерны повышенные значения CO₂ (до 5.5 мас. %) и MnO (до 0.17 мас. %), а для зювитов III типа – FeO (~3 мас. %).

Следует отметить, что наиболее широкие вариации величин П.п.п. (потери при прокаливании) отмечены у зювитов III типа (от ~4.7 до более 14%), минимальные значения П.п.п. характерны для зювитов I типа (от ~4.7 до 7.45%). У зювитов II типа отмечены высокие величины П.п.п. (от 8.1 до 10.1%). Содержание P₂O₅ в целом не обнаруживает существенных отличий среди трех разновидностей зювита. Обращает на себя внимание, что наибольшие вариации химического состава характерны для зювитов III типа. Существенные расхождения химического состава отмечаются также у зювитов I типа, в то время как зювитам II типа свойственен относительно однородный химический состав.

Среди образцов зювитов III типа отмечаются некоторые различия. Значительные расхождения установлены в содержании SiO₂, которое варьирует в пределах 56–64.5 мас. %, и CaO – от 5.3 до 14.1 мас. %. Существенные различия зафиксированы для величин П.п.п. (4.7–14.6%), а также содержаний (мас. %): CO₂ 2–9.7, MgO 2.07–8.55, Al₂O₃ 5.9–9.5, Fe₂O₃ 3–4.7, H₂O 0.43–3.86, FeO 0.82–3.17, Na₂O и K₂O 0.5–2.2. Незначительная разница также наблюдается в отношении компонентов (мас. %): TiO₂ 0.3–0.49, P₂O₅ 0.14–0.24 и MnO 0.078–0.24.

Среди исследованных образцов зювитов I типа также обнаружены некоторые расхождения химического состава. Относительно количества SiO₂ здесь выявлены незначительные отличия (от 56.6 до 59.3 мас. %). Существенные вариации содержаний установлены для компонентов Al₂O₃, CaO и H₂O (в пределах первых процентов). Небольшие расхождения в содержаниях (в пределах десятых долей процента) характерны для компонентов MgO, Na₂O, K₂O, TiO₂, FeO, CO₂, P₂O₅ и MnO.

Содержания суммы щелочей (K₂O + Na₂O), кремнезема зювитов и импактных стекол нанесены на TAS-диаграмму (рис. 11) с целью сравнительного анализа основных химических параметров разновидностей обломочных импактитов, их стеклов и вулканических пород, а также для более целостной характеристики и наглядной демонстрации петрохимических различий трех типов зювитов. Поля распространения разновидностей зювитов на диаграмме TAS по содержанию крем-

² Результаты исследований зювитов Карской астроблемы приведены в таблицах Supplementary к русской и английской онлайн-версиям статьи на сайтах <https://elibrary.ru/> и <http://link.springer.com/> соответственно; ESM_1.pdf – Валовый состав трех типов зювитов; ESM_2.pdf – Состав импактных стекол зювитов; ESM_3.pdf – Состав литокластов зювитов; ESM_4.pdf – Валовый состав пород мишени.

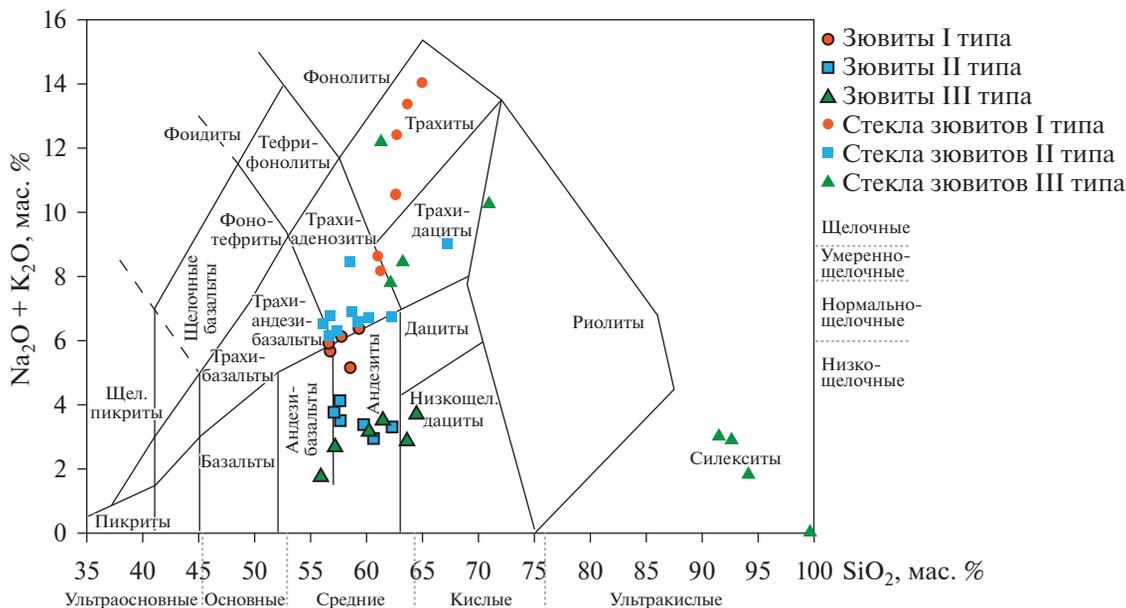


Рис. 11. Распределение разновидностей зювитов и их стекол на TAS-диаграмме по (Middlemost, 1994).

незема значительно перекрываются, средние величины которого для всех типов лежат в пределах 56–65 мас. % и соответствуют среднекислосму составу. Наибольшее содержание кремнезема (около 65 мас. %) и его максимальные вариации (56–65 мас. %) установлены для зювитов III типа, аналогично полю, соответствующему низкощелочным дациитам и андезитам. Наименьшее значение SiO₂ характерно для зювитов I типа (~57 мас. %), которые локализуются в пограничной зоне полей андезитового и трахи-андезитового составов. Зювиты II типа имеют содержание SiO₂ в интервале 57–62 мас. % и располагаются в области андезитов.

Следует отметить, что относительно суммарного содержания щелочей поле распространения зювитов II типа (2.9–4.1 мас. %) частично накладывается на поле зювитов III типа (1.8–3.8 мас. %). Тем не менее положение точек по сумме щелочей в зювитах характеризуется достаточно сильным разбросом, что позволяет уверенно разделить разновидности по щелочности. Так, зювиты II типа по содержанию щелочей располагаются преимущественно в области пород нормальной щелочности, затрагивая область низкощелочных пород. Поле распространения зювитов III типа отличается широким охватом, затрагивая зоны нормально-щелочных и низкощелочных пород, при этом точки составов локализуются главным образом в области низкой щелочности. Зювиты I типа тяготеют к границе нормально- и умеренно-щелочных пород. Необходимо отметить, что содержание суммы щелочей в зювитах I типа (~6 мас. %) практически вдвое превышает таковые в других разновидностях, в то время как минимальное значение сум-

мы щелочей (K₂O + Na₂O) отмечаются у зювитов III типа (~1.8 мас. %).

Необходимо добавить, что точки зювитов I типа и импактных стекол данной разновидности характеризуются существенным расхождением составов на диаграмме TAS (рис. 11). При этом любопытно, что зювиты II типа и их витрокласты перекрываются по содержанию SiO₂, а точки составов зювитов III типа перекрываются с таковыми силикатных стекол по уровню щелочности и с алюмосиликатными стеклами по кремнекислоте. В целом следует отметить, что поле всех разновидностей зювитов образует более компактную область на диаграмме по сравнению с составами импактных стекол, в них содержащихся.

Петрохимические особенности кластогенной компоненты трех типов зювитов и предполагаемого преобладающего протолита для каждой разновидности были исследованы с помощью площадных микросондовых исследований и силикатного анализа (см. ESM_2, 3, 4.pdf в Supplementary). Содержания основных химических элементов были нанесены на вариационные диаграммы петрогенных компонентов (рис. 12).

Зювиты I типа

В целом песчаники и алевролиты мишени — предполагаемый преобладающий протолит для зювитов I типа, характеризуются меньшим содержанием SiO₂ (~58 мас. %), в отличие от *кластов песчаников* и *алевролитов* в зювитах I типа, где его содержание достигает 68.8 мас. % (см. ESM_3, 4.pdf в Supplementary). Содержание компонентов

MgO, Al₂O₃, CaO, FeO, Na₂O в кластогенных песчаниках и алевролитах зювитов I типа не зависит от концентрации SiO₂, отмечается положительная корреляция компонента SiO₂ с K₂O (повышается от 3.4 до 10.9 мас. %) (рис. 12). В кластах алевролитов зювитов I типа отмечается высокое содержание компонента Al₂O₃ (до ~22 мас. %), который характеризуется отрицательной корреляцией с SiO₂ (уменьшается от 21.6 до 19.3 мас. %). Негативные корреляции с кремнеземом в кластах алевролитов установлены также для компонентов FeO (от 1.2 до 0 мас. %) и MgO (от 0.8 до 0 мас. %).

В результате площадных микрозондовых исследований *витрокластов* зювитов I типа установлено, что импактные стекла характеризуются некоторыми вариациями состава (см. ESM_2.pdf в Supplementary). В них отмечается повышенное содержание глинозема (в среднем ~20.6 мас. %), достаточно высокое содержание кремнезема (60.6–67.9 мас. %), повышенная концентрация щелочей (главным образом, калия – 10.13 мас. %). При этом импактные стекла содержат некоторое количество титана (до 0.85 мас. %).

В ходе анализа диаграмм концентраций основных химических элементов (рис. 12) установлено, что составы импактных стекол зювитов I типа при увеличении доли SiO₂ образуют отрицательную корреляцию по компонентам MgO, Al₂O₃, CaO, FeO и положительную – по K₂O. Так, концентрации понижаются (мас. %): MgO от 1.54 до 0.43, Al₂O₃ от 21.77 до 18.97, CaO – от 4.69 до 0.48, FeO – от 2.25 до 0.98, а содержание K₂O увеличивается от 2.76 до 10.13. Содержание Na₂O в стеклах не зависит от концентрации SiO₂.

При сравнительном анализе петрохимии витрокластов зювитов I типа с предполагаемым протолитом – песчаниками и алевролитами подложки (см. ESM_2, 4.pdf в Supplementary) выявлено, что импактные стекла характеризуются более высокими содержаниями Al₂O₃, SiO₂, K₂O и Na₂O и существенно меньшими FeO, MgO и CaO (рис. 12). Следует отметить, что состав исследованных импактных стекол хорошо соотносится с составом кластов алевролитов в зювитах I типа по основным породообразующим компонентам SiO₂, Al₂O₃, MgO, FeO (рис. 12). При анализе петрохимических особенностей импактных стекол зювитов I типа на TAS-диаграмме выявлено достаточно широкое расхождение значений. Состав стекол меняется от кислого до среднекислого и попадает в поля развития трахитов, трахиандезитов и трахидацитов (рис. 11). Импактные стекла зювитов I типа отвечают зоне щелочных и в меньшей степени умеренно-щелочных пород.

Зювиты II типа

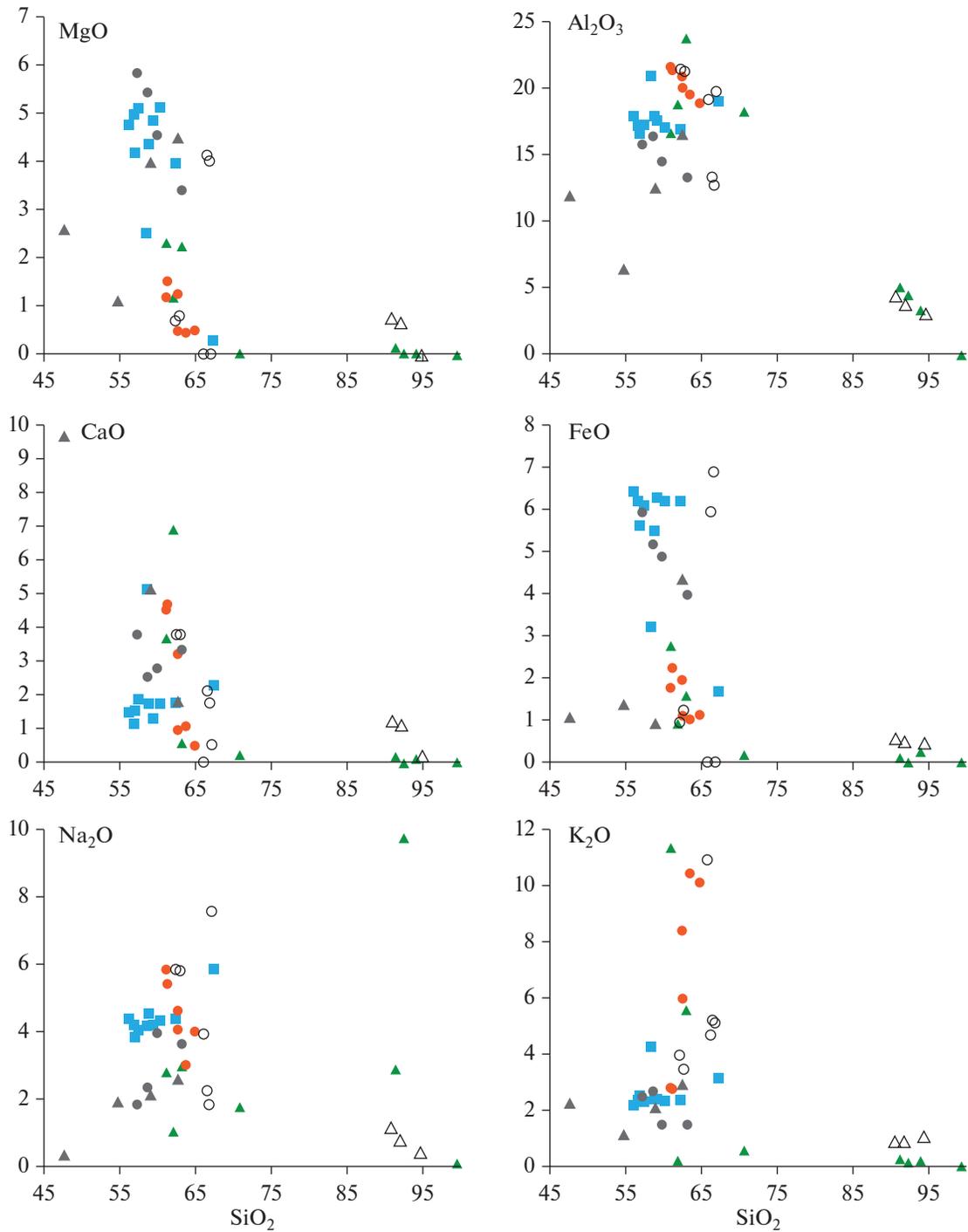
Установлено, что исследованные *класты известняков* в зювитах II типа характеризуются преимущественно кальцитовым составом с незначительными примесями FeO и MnO (см. ESM_3.pdf в Supplementary). Содержание CaO в таких кластах составляет около 50 мас. %, концентрации FeO и MnO – до 1 мас. %. В единичных случаях отмечаются примеси (мас. %): SiO₂ ~ 0.7, Al₂O₃ 0.25 и K₂O 0.3.

Выяснено, что проанализированные известняки мишени содержат существенную долю глинистого вещества (см. ESM_4.pdf в Supplementary). Помимо основного компонента CaO, содержание которого варьирует от 34 до ~53 мас. %, в исходных карбонатных породах выявлено повышенное содержание SiO₂ до ~34 мас. %, а также некоторое количество Al₂O₃ 0.4–2.1 мас. % и MgO от 0.2 до ~ 0.8 мас. %. В качестве примеси присутствуют щелочи до 0.1 мас. %, MnO до 0.1 мас. % и MnO ~ 0.06 мас. %.

Выявленные расхождения петрохимического состава кластов известняков в зювитах II типа и исходных известняков, вероятно, обусловлены литологической неоднородностью пород мишени астроблемы, в том числе присутствием различных типов известняков в области развития зювитов II типа (Шишкин и др., 2012).

При изучении *витрокластов* зювитов II типа методом площадных микрозондовых исследований выяснено, что импактные стекла обладают концентрациями SiO₂ от 56.01 до 64.69 мас. % и Al₂O₃ в пределах 16.91–20.06 мас. %. Такие витрокласты существенно обогащены железом (до 6.66 мас. %) и обладают относительно высокими содержаниями щелочей (главным образом, натрия, концентрация которого варьирует 3.98–5.63 мас. %, см. ESM_2.pdf в Supplementary). Кроме того, отмечается значительное количество MgO (до 5.19 мас. %) и в меньшей степени CaO (в среднем ~2 мас. %). При этом в таких стеклах отмечается существенная доля TiO₂ (до 0.92 мас. %). В сравнении с исходными глинистыми известняками такие стекла характеризуются существенно большим содержанием большинства породообразующих компонентов и значительно меньшим содержанием оксида кальция (см. ESM_2, 4.pdf в Supplementary).

Анализ вариационных диаграмм петрогенных элементов (рис. 12) показывает, что концентрации основных компонентов MgO, Al₂O₃, FeO, Na₂O и K₂O в составе импактных стекол зювитов II типа в целом не зависят от содержания SiO₂. Следует отметить, что в стеклах второй разновидности зювитов наблюдается некоторая положительная корреляция SiO₂ и CaO, при этом содержание кальция повышается от 1.18 до 4.86 мас. % по мере увеличения доли кремнезема. В ходе исследования пет-



| Витрокласты зювитов | | |
|---------------------|----|-----|
| I | II | III |
| ● | ■ | ▲ |

| Литокласты зювитов | |
|--------------------------|------------------------|
| I | III |
| песчаники, алевролиты | алевролиты углистые |
| ○ | △ |

| Породы мишени | |
|--------------------------|------------------------|
| песчаники, алевролиты | алевролиты углистые |
| ● | ▲ |

Рис. 12. Вариационные диаграммы петрогенных компонентов лито- и витрокластов зювитов (I типа, II типа, III типа) и пород мишени Карской астроблемы по данным силикатных и площадных микронзондовых анализов (мас. %).

рохимии импактных стекол зювитов II типа установлено, что точки таких витрокластов попадают в поле среднекислого состава, характеризуются хорошей локализацией и располагаются в основном поле трахиандезитов умеренной щелочности, тяготея к границе нормально щелочных пород (рис. 11).

Зювиты III типа

Класты углистых алевролитов в зювитах III типа отличаются повышенным содержанием кремнезема (~87 мас. %) и достаточно низким содержанием глинозема (~3.5 мас. %), см. ESM_3.pdf в Supplementary. При этом такие класты характеризуются отрицательными корреляциями большинства петрогенных компонентов с SiO_2 (рис. 12). По мере увеличения доли кремнезема уменьшаются содержания (мас. %): Al_2O_3 от 4 до 2.9, Na_2O от 1.1 до 0.4, CaO от 1.1 до 0.1, MgO от 0.7 до 0, FeO от 0.5 до 0.4. Любопытно, что концентрация K_2O во фрагментах углистых пород не зависит от содержания кремнезема. В отличие от последних, в неизменных углистых алевролитах мишени содержание SiO_2 составляет около 54 мас. %, а содержание Al_2O_3 достигает 15 мас. % (см. ESM_4.pdf в Supplementary). Выявленное расхождение составов литокластов и аналогичного протолита по содержаниям SiO_2 и Al_2O_3 вполне допустимо, учитывая исходную литологическую неоднородность пород мишени астроблемы (Юдович и др., 1998).

Изучение **витрокластов** зювитов III типа методом площадных микронзондовых исследований позволило подтвердить и уточнить данные оптических исследований и спектроскопии КР. Выяснено, что импактные стекла зювитов III типа характеризуются широкими вариациями состава. В целом в таких стеклах отмечаются пониженное содержание щелочей (преимущественно калия ~2–3 мас. %) и незначительная примесь кальция, магния и титана (в среднем 1.42, 0.71 и 0.32 мас. % соответственно), см. ESM_2.pdf в Supplementary. При этом по содержанию SiO_2 витрокласты третьей зювитовой разновидности четко подразделяются на две группы – силикатные с содержанием кремнезема до ~99 мас. % и алюмосиликатные – до 57 мас. % (рис. 12).

Установлено, что силикатные стекла зювитов III типа имеют отрицательную корреляцию SiO_2 с компонентами, содержания которых уменьшаются (мас. %): MgO 2.25–0, FeO 2.76–0.18, K_2O 11.3–0.19, и положительную с Na_2O , содержание которого увеличивается от 1.04 до 9.75 мас. % (рис. 12). Силикатные стекла обладают очевидной корреляцией SiO_2 и Al_2O_3 с проанализированными литокластами зювитов III типа (рис. 12). При сравнительном анализе с существенно кремнистыми углистыми алевролитами выяснено, что

такие стекла характеризуются существенно большей концентрацией Na_2O и несколько меньшим содержанием компонентов MgO , CaO , FeO и K_2O .

Алюмосиликатные стекла зювитов III типа характеризуются отсутствием значимых положительных корреляций SiO_2 с петрогенными компонентами, при этом имеют отрицательные корреляции с Al_2O_3 и Na_2O , содержание которых уменьшается от 0.17 и 0.11 до 18.29 и 9.79 мас. % соответственно при увеличении доли кремнезема. Установлено, что состав алюмосиликатных стекол хорошо согласуется с составом неизменных углисто-глинистых алевролитов мишени по содержанию основных петрогенных компонентов, главным образом SiO_2 , в меньшей степени CaO , FeO , K_2O (рис. 12). В то же время в сравнении с исходными породами такие стекла обладают относительно высокой концентрацией Al_2O_3 и относительно низкой концентрацией MgO .

Точки составов импактных стекол зювитов III типа на диаграмме TAS характеризуются весьма существенным разбросом (рис. 11) и демонстрируют очевидное расхождение значений как по содержанию кремнезема, так и по концентрации суммы щелочей, обуславливая и подтверждая предложенное ранее разделение таких стекол на две группы. Алюмосиликатные стекла имеют преимущественно кислый состав, располагаются в полях развития трахидацитов умеренной щелочности, а также щелочных трахитов и риолитов. Силикатные стекла характеризуются ультракислым составом и выпадают за пределы основной части диаграммы, локализуясь в области распространения силекситов пониженной щелочности, что, по всей видимости, связано с образованием данной группы стекол по силицитам.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В результате комплексного анализа минералогическо-петрографических и геохимических особенностей разновидностей зювитов с применением современных методов исследования можно с уверенностью проследить заметные различия между выделенными типами на всех уровнях проведенных исследований. Установлены количественные соотношения основных компонентов (рис. 13) и петрографических типов литокластов (рис. 14) разновидностей зювитов. Выявлен валовый состав выделенных разновидностей и предполагаемого преобладающего протолита для каждого типа зювитов, химический состав превалирующих типов литокластов, а также элементный и фазовый состав импактных стекол для каждой зювитовой разновидности. Во всех типах зювитов зафиксированы признаки ударного метаморфизма и постимпактного гидротермального воздействия.

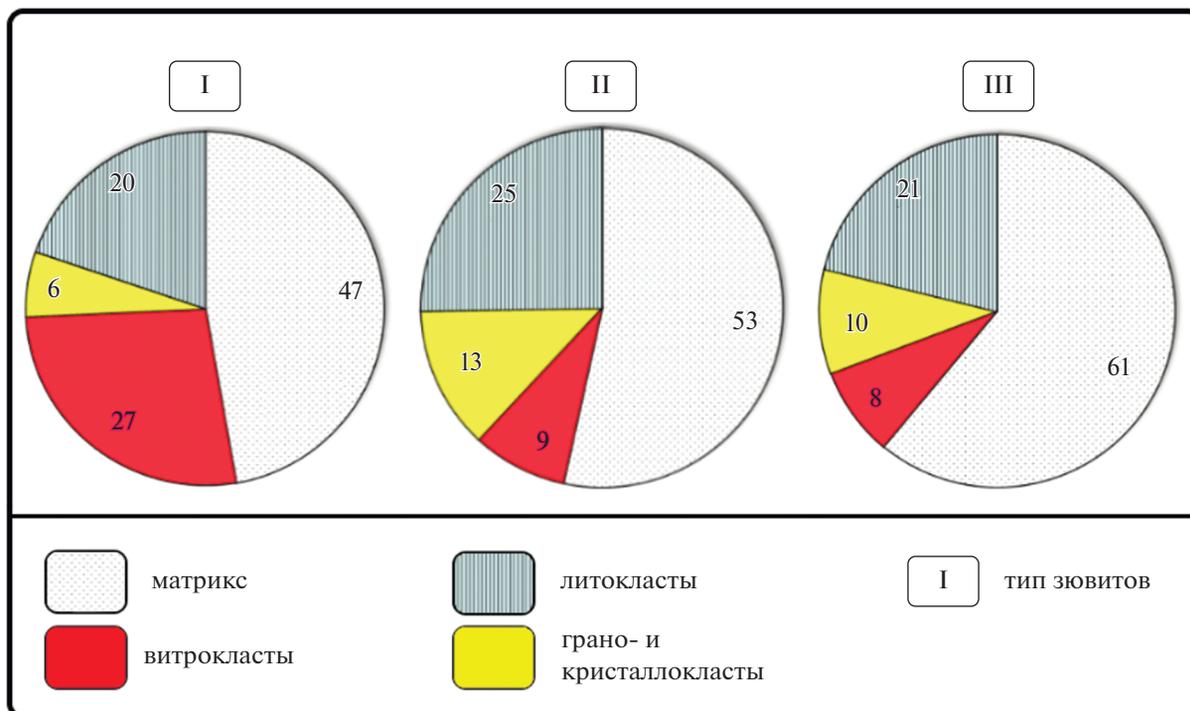


Рис. 13. Соотношения количества (об. %) основных составных компонентов разновидностей зювитов Карской астроблемы.

Зювиты I типа, в отличие от других типов, характеризуются наибольшим количеством (в среднем ~27%) (рис. 13) фрагментов пористых флюидальных закаленных стекол, нередко содержащих пиритовые включения. Данный тип зювитов отличается весьма плохой сохранностью обломков. Количество грано- и кристаллокластов (полевого шпата, кварца, реже слюды), а также содержание матрикса в данном типе является минимальным и в среднем составляет ~6 и ~47% соответственно. В породе отмечается также наименьшее содержание литокластов (в среднем ~20%), в числе которых наблюдается максимальное среди всех типов зювитов количество фрагментов алевролитов (~8%) и песчаников (~5%) (рис. 14).

Зювиты II типа характеризуются относительно низким содержанием фрагментов тонкораскристаллизованных массивных пористых импактных стекол, количество которых составляет ~9% (рис. 13). В отличие от других, зювиты II типа характеризуются наибольшим количеством кластов пород (до ~25%). Среди них отмечается значительное количество сланцев (~8%), максимальное содержание известняков (~5%) и относительно высокое содержание силицитов (~3%). Зювиты II типа отличаются самым высоким содержанием (~13%) грано- и кристаллокластов кальцита, полевого шпата, реже слюд и пирохлора (рис. 14).

Зювиты III типа содержат максимальное среди других типов количество обломков углей (до 4%), а

также сланцев (~8%), существенно обогащенных углеродистым веществом, и аргиллитов (~4%) (рис. 13). В сравнении с другими типами, в породе отмечается наименьшее количество (~8%) нередко закаленных разнообразных по морфологии витрокластов с включениями пирита и пирротина. Зювиты III типа характеризуются самым высоким содержанием матрикса (~61%), а также существенным количеством (до ~10%) включений кальцита, полевых шпатов, кварца, редко слюд и пирохлора (рис. 14). Отличительной особенностью данной разновидности зювитов является разнообразие литологических типов пород, а также широкие вариации гранулометрического состава обломочной части, как правило, хорошей сохранности.

Установлено, что разновидности зювитов характеризуются существенным расхождением химического состава, по содержанию кремнекислоты относятся к среднекислым разностям.

Для зювитов I типа характерны повышенные содержания глинозема, железа, TiO₂, MgO и суммы щелочей, указывающие на алюмосиликатный состав протолита для данной разновидности (предположительно, полимиктовые песчаники и алевролиты). О формировании зювитов II типа по существу карбонатным породам (предположительно, глинистым известнякам) можно судить по комплексу признаков – наличию большого количества кластов известняков (рис. 14), значительному содержанию карбонатного вещества в матриксе зювита (Максименко, 2019) и повышенно-

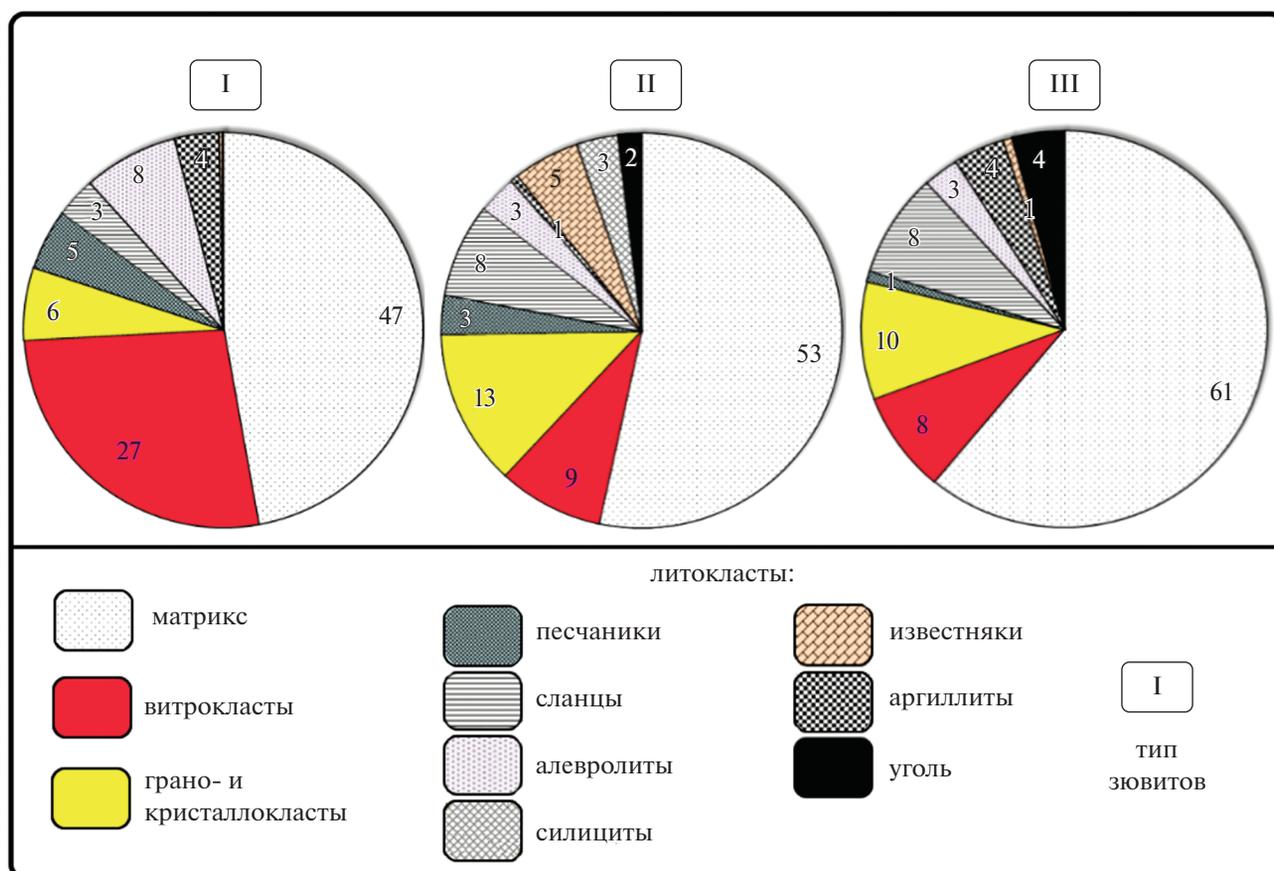


Рис. 14. Количественное соотношение (об. %) основной массы, фрагментов импактных стекол, зерен и кристаллов минералов, типов пород литоидных обломков в разновидностях зювитов Карской астроблемы.

му содержанию компонентов CaO и CO_2 . Зювиты III типа характеризуются повышенным содержанием кремнезема, достаточно высокими содержаниями глинозема и MgO , относительно высоким содержанием углистого материала, что может свидетельствовать об их формировании по породам с существенной долей углеродистой составляющей (предположительно, углеродистым сланцам, алевролитам и углям). Значительное количество карбонатного материала в данном типе, вероятно, является следствием гидротермального изменения этих пород.

Установлены петрохимические особенности, проведен сравнительный анализ, выявлена корреляция химического состава кластогенной компоненты и предполагаемого преобладающего протолита для каждого типа зювитов.

В кластах песчаников и алевролитов в зювитах I типа, в сравнении с аналогичными исходными породами, в целом выявлено относительно высокие содержания кремнезема и K_2O , а также существенно меньшие концентрации, вплоть до полного отсутствия, компонентов MgO , CaO . В сравнении с исходными песчаниками и алевролитами, в кластах песчаников установлены повышенные концентрации компонентов K_2O , MgO , FeO и пониженные

CaO , Al_2O_3 , а в кластах алевролитов – повышенные содержания K_2O , Al_2O_3 и пониженные – MgO , CaO , FeO .

Выявлено, что карбонатные литокласты в зювитах II типа представляют собой фрагменты известняка с преимущественно кальцитовым составом и незначительным содержанием примесей ($\text{CaO} \sim 50$ мас. %, FeO и MnO до 1 мас. %, SiO_2 , Al_2O_3 и K_2O менее 1 мас. %). Установлено, что карбонатные породы мишени, представленные глинистыми известняками, характеризуются высокими содержаниями (в мас. %): CaO до ~ 53 , SiO_2 до ~ 34 , а также Al_2O_3 до 2.1, MgO до ~ 0.8 и незначительными примесями щелочей до 0.1, MnO около 0.06 и TiO_2 около 0.06.

Установлено, что класты углистых алевролитов в зювитах, характеризуются высоким содержанием SiO_2 до ~ 90 мас. % и низким – $\text{Al}_2\text{O}_3 \sim 3.5$ мас. %, являются существенно кремнистыми. Углистые алевролиты мишени, напротив, имеют относительно низкое содержание SiO_2 54 мас. % и высокое – Al_2O_3 15 мас. %, а также относительно высокие содержания компонентов MgO , CaO , FeO и оксидов щелочей, и, судя по всему, представляют собой существенно глинистые разности.

Выявлено, что импактные стекла трех разновидностей зювитов характеризуются широкими вариациями состава и существенным различием петрохимических особенностей.

Алюмосиликатные стекла зювитов I типа обладают, главным образом, полевошпатовым составом с высоким содержанием кремнезема (в среднем 62.8 мас. %), повышенными содержаниями (в мас. %): $\text{Na}_2\text{O} \sim 4.5$ и $\text{K}_2\text{O} \sim 6.7$, $\text{CaO} \sim 2.5$, некоторым количеством $\text{TiO}_2 \sim 0.7$, обусловленным, предположительно, включениями анатаза. При этом компоненты MgO , Al_2O_3 , CaO , FeO в составе стекол образуют отрицательные корреляции с кремнеземом, а K_2O — положительную. При сравнении с химическим составом исходных песчаников и алевролитов выявлено, что импактные стекла зювитов I типа характеризуются относительно высокими содержаниями Al_2O_3 , SiO_2 , K_2O , и низкими — FeO , MgO . При этом установлена хорошая корреляция витрокластов зювитов I типа с кластами алевролитов по компонентам SiO_2 , Al_2O_3 , MgO , FeO , что позволяет сделать предположение о формировании исследованных фрагментов стекол в основном по этим породам. Согласно диаграмме TAS, витрокласты характеризуются среднекислым и кислым составом, локализируются преимущественно в поле трахитов нормальной щелочности.

Витрокласты зювитов II типа отличаются относительно низкими содержаниями (мас. %): SiO_2 в среднем 59.74 и $\text{Al}_2\text{O}_3 \sim 17.95$, повышенными — $\text{FeO} \sim 5.4$, $\text{MgO} \sim 4.06$ и $\text{TiO}_2 \sim 0.72$, что хорошо согласуется с присутствием в стеклах крупных обособлений TiO_2 . Составы стекол образуют положительную корреляцию CaO и SiO_2 . В сравнении с глинистыми известняками мишени, такие стекла отличаются относительно высокими содержаниями большинства породообразующих компонентов, за исключением CaO . Учитывая результаты работ по экспериментальному моделированию импактного процесса с участием глинистых известняков (Уляшев, Исаенко, 2018) и результаты сравнительного анализа петрохимии витрокластов и пород подложки, можно предположить, что формирование импактных стекол зювитов II типа, скорее всего, связано с глинистой компонентой известняков мишени. В целом витрокласты зювитов II типа характеризуются среднекислым составом, на диаграмме TAS попадают в поле трахиандезитов умеренной щелочности.

Стекла зювитов III типа по химическому составу подразделяются на две группы — силикатные (с содержанием SiO_2 до 99 мас. %) и алюмосиликатные (от 57 мас. % SiO_2). Во всех импактных стеклах отмечается пониженное содержание оксидов щелочей (мас. %): $\text{Na}_2\text{O} \sim 3.6$ и $\text{K}_2\text{O} \sim 2.2$, $\text{Al}_2\text{O}_3 \sim 11.2$, $\text{MgO} \sim 0.71$, $\text{CaO} \sim 1.42$, $\text{FeO} \sim 0.7$ и $\text{TiO}_2 \sim 0.32$. Немаловажно, что MgO в силикатных стеклах имеет отрицательную корреляцию с кремнеземом, Na_2O — положительную, в то время как в алюмо-

силикатных стеклах Na_2O и Al_2O_3 находятся в отрицательной корреляции с SiO_2 . В сравнении с существенно углистыми породами мишени, силикатные стекла характеризуются относительно высокими содержаниями компонентов MgO , CaO , FeO , K_2O и низкими Al_2O_3 и Na_2O , в то время как алюмосиликатные витрокласты обладают относительно низкой концентрацией MgO и высокой — Al_2O_3 . Очевидная корреляция импактных стекол зювитов III типа и существенно углистых пород по кремнезему может указывать на образование силикатной группы стекол по углисто-кремнистым алевролитам, а алюмосиликатной — по углисто-глинистым алевролитам подложки.

На TAS-диаграмме алюмосиликатные витрокласты попадают, главным образом, в поле развитых среднекислых щелочных и умеренно-щелочных составов, а силикатные — в поле ультракислых силекситов пониженной щелочности, что может быть связано с образованием данной группы стекол по существенно кремнеземистым породам (силицитам).

Выявленная корреляция фрагментов импактных стекол, литокластов разновидностей зювитов и соответствующих типов материнских пород по основным породообразующим компонентам указывает на очевидную взаимосвязь кластогенной составляющей с предполагаемым преобладающим протолитом каждого типа зювитов.

Примечательно, что составы импактных стекол всех разновидностей в сравнении с химическим составом зювитов в целом характеризуются повышенной концентрацией щелочей и основного стеклообразующего компонента SiO_2 . Широкое поле составов зювитов и импактных стекол указывает на существенно разнородный литологический и геохимический состав пород подложки, затронутых импактным процессом.

Обломочная компонента всех разновидностей зювитов содержит важнейшие минералы-индикаторы импактного преобразования с различными признаками шокового воздействия, отвечающими основным стадиям ударного метаморфизма (Grieve, Pesonen, 1996; Stöffler, Grieve, 2007), что хорошо согласуется с исследованиями ударных преобразований кремнезема импактитов Карской астроблемы (Минеральный ..., 2012; Лютоев, Лысюк, 2015). Разновидности зювитов характеризуются разным количественным соотношением расплавленной и ударно-измененной обломочной компонент. Выявленные признаки ударного метаморфизма зювитов, согласно увеличению параметров импактного воздействия, включают признаки от начальных низкотермобарических ступеней до высших стадий импактного метаморфизма (Grieve, Pesonen, 1996; Stöffler, Grieve, 2007; Масайтис и др., 1998).

Весьма слабое импактное воздействие с давлением до 5–10 ГПа и постимпактной температурой до 100°C зафиксировано в многочисленных кварцевых и полевошпатовых кластах (нередко в

составе фрагментов песчаников) с крупными неправильными трещинами, преобладающими в зювитах I и II типа. О *слабых* ударных нагрузках с давлением от 5–10 до 20 ГПа и постударной температурой от 100–170°C свидетельствуют планарные трещины в кластах кварца и полевого шпата, присутствующие во всех типах зювитов. Об *умеренном* воздействии ударного метаморфизма на зювиты при давлении от 20 до 35 ГПа и постимпактной температуре 170–300°C свидетельствует наличие мозаицизма, секториально-волнистого погасания, ударного двойникования, блочного строения и систем планарных деформационных элементов в кварцевых и полевошпатовых обломках, свойственных всем типам зювитов. На *интенсивную* импактную нагрузку (давление 35–45 ГПа, постударная температура 300–900°C) указывают редкие находки диаплектовых стекол по кварцу и полевоому шпату, а также их переходных разновидностей, присущих преимущественно зювиту I типа. Повсеместное присутствие моно- и полиминеральных стекол плавления в разновидностях зювитов, значительное количество которых приходится на I тип, свидетельствует о *весьма интенсивном* ударном воздействии с давлением до 45–60 ГПа и более и постимпактными температурами 900–1200°C и выше, также принимая во внимание результаты исследований структурных и химических параметров органического вещества карских импактитов (Корочанцев, 2004). К признакам импактного преобразования при *особо высоких* нагрузках относятся апоугольные алмазы и псевдоморфозы алмаза по органическим остаткам (Shumilova et al., 2018). Условия образования импактитов Карской астроблемы высоких стадий с образованием алмазов оцениваются диапазоном давлений 60–80 ГПа и температур 2300–2500°C (Шумилова и др., 2018).

Во всех зювитовых разновидностях присутствуют признаки активного участия гидротермальных процессов в постимпактной эволюции обломочных импактитов Карской астроблемы. В целом все типы зювитов характеризуются схожим комплексом основных гидротермальных минералов, что хорошо согласуется с результатами исследований гидротермальной минерализации импактитов Карской астроблемы (Наумов, 1996) и отличаются количественным соотношением новообразованных минералов. В зювитах I типа гидротермальные процессы проявляются наличием многочисленных пиритовых скоплений и ореолов гидроксидов железа, окаймляющих некоторые литокласты; многочисленных волокон и чешуек хлорита в межзерновом пространстве и на границах обломков песчаников с вмещающей массой; частично карбонатизированных кварцевых зерен в составе кластов песчаников. О наличии гидротермальных преобразований в зювитах II типа свидетельствует повсеместная карбонатизация обломков песчаников, кварцитов и других силикатных пород и матрикса зювитов, новообразования кремнезема в поровом пространстве,

пиритовая минерализация в кластах известняков, а также цеолитизация крупных кристаллов кальцита в основной массе породы. В постимпактном преобразовании зювитов III типа также существенную роль сыграли гидротермальные процессы, которым благоприятствовала высокая проницаемость данных пород. Свидетельством такого влияния являются многочисленные кристаллы и тончайшие лейсты цеолитов в поровом пространстве и пиритовые включения с ореолами гидроксидов железа в витрокластах и некоторых литокластах; лейсты мусковита и карбоната в межзерновом пространстве нередко карбонатизированных кластов песчаников, интенсивное окремнение кластов известняков. Следует отметить, что обнаруженные признаки гидротермального преобразования в обломочных импактитах Карской астроблемы, в частности карбонатизация и окремнение литокластов и матрикса зювитов, подтверждают и дополняют информацию, полученную ранее при комплексных исследованиях постимпактных новообразований карбоната и кремнезема Карской астроблемы (Минеральный ..., 2012; Лютоев, Лысюк, 2015).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенный комплекс исследований разновидностей зювитов Карской астроблемы указывает на то, что их различия вызваны преимущественно первичной спецификой состава пород мишени. Во всех разновидностях выявлены и охарактеризованы признаки импактного воздействия, соответствующие четырем стадиям ударного метаморфизма, и продукты постимпактных гидротермальных процессов.

Зювиты I типа характеризуются наименьшим содержанием матрикса (~47%), грано- и кристаллокластов (~6%) и сильноизмененных литокластов (~20%) с максимальным количеством фрагментов алевролитов (до 8%), наибольшим количеством витрокластов (27%). Петрохимически породы характеризуются повышенными содержаниями глинозема, Fe₂O₃, TiO₂, MgO и оксидов щелочей, что может свидетельствовать об их формировании преимущественно по алюмосиликатным породам. Импактированные класты песчаников и алевролитов зювитов I типа, в сравнении с аналогичными исходными породами, характеризуются меньшими содержаниями MgO, CaO и большими – K₂O, SiO₂ и Al₂O₃. В обломках песчаников выявлены повышенные содержания FeO, MgO, K₂O и низкие – CaO, Al₂O₃, в кластах алевролитов – высокие содержания K₂O, Al₂O₃ и пониженные – MgO и FeO.

Зювиты II типа отличаются относительно малым количеством (8.5%) импактных стекол, наибольшим содержанием в различной степени преобразованных литокластов (~25%) с максимальным среди других количеством кластов известняков (~5%), а также повышенным содержанием грано- и кри-

сталлокластов (~13%). Породы обладают существенным содержанием CaO и относительно высокими концентрациями глинозема, MgO, Fe₂O₃, K₂O и CO₂, что может указывать на преобладающий глинисто-известковистый состав исходного протолита. Карбонатная компонента кластов известняков в зювитах II типа представлена кальцитом с незначительными примесями (CaO ~ 50 мас. %, FeO и MnO до 1 мас. %). Глинистые известняки подложки обладают высокими содержаниями (мас. %): CaO до ~53, SiO₂ до ~34, Al₂O₃ до 2.1, MgO до ~0.8, а также оксидов щелочей до 0.1, MnO и TiO₂ около 0.05.

Зювиты III типа характеризуются максимальным объемом матрикса (~ 61%), низким содержанием витрокластов (~8%), относительно высоким количеством грано- и кристаллокластов (~10%) и литокластов (~21%) с максимальным, в отличие от других типов, содержанием фрагментов сланцев (~8%). Породам присуще значительное содержание SiO₂, относительно высокие содержания глинозема, MgO и углистого вещества, что указывает на существенно углеродистый состав протолита. Класты углисто-кремнистых алевролитов в зювитах III типа характеризуются высоким содержанием SiO₂ ~ 87 мас. % и низким – Al₂O₃ ~ 3.5 мас. %. Неизменные углисто-глинистые алевролиты отличаются относительно низким содержанием SiO₂ ~ 54 мас. %, высокими (мас. %) – Al₂O₃ 15, MgO, CaO, FeO и оксидов щелочей.

С учетом пестрого неоднородного первичного литологического профиля района Карской астроблемы (Юдович и др., 1998; Шишкин и др., 2012) некоторые расхождения в химическом составе предполагаемого протолита и соответствующего типа литокластов в зювитовых разновидностях видятся вполне допустимыми и закономерными.

В целом импактные стекла зювитов характеризуются широкими вариациями состава, выходящими за пределы областей полевошпатового состава (Шумилова и др., 2019). Алюмосиликатные импактные стекла зювитов I типа имеют преимущественно полевошпатовый состав, высокие содержания Na₂O, K₂O, CaO, отрицательные корреляции SiO₂ с MgO, Al₂O₃, CaO, FeO и положительную – с K₂O при увеличении доли SiO₂. В сравнении с исходными песчаниками и алевролитами у таких стекол отмечаются высокие содержания Al₂O₃, SiO₂, K₂O и низкие – FeO, MgO. Составы витрокластов и обломков алевролитов в зювитах I типа хорошо коррелируются по содержаниям SiO₂, Al₂O₃, MgO, FeO. В импактных стеклах зювитов II типа установлены относительно низкие концентрации SiO₂, Al₂O₃ и высокие – FeO, MgO и TiO₂, положительная корреляционная связь CaO и SiO₂. В сравнении с исходными известняками импактные стекла зювитов II типа характеризуются повышенными содержаниями большинства петрогенных компонентов, за исключением CaO. Установлено, что импактные

стекла зювитов III типа по содержанию SiO₂ делятся на силикатные с отрицательной корреляцией с MgO и положительной – с Na₂O, алюмосиликатные – с положительной корреляцией с Na₂O, Al₂O₃ с SiO₂. В то же время все стекла зювитов III типа отличаются в целом пониженными содержаниями оксидов щелочей, Al₂O₃, MgO, CaO, FeO, TiO₂. По содержанию SiO₂ силикатные стекла хорошо коррелируются с углисто-кремнистыми алевролитами, а алюмосиликатные стекла – с углисто-глинистыми алевролитами.

Выявленная корреляция импактных стекол зювитов с определенными типами пород мишени по основным породообразующим компонентам, судя по всему, указывает на их генетическую взаимосвязь и хорошо согласуется с предположением о различном протолите трех типов зювитов. Предполагается, что импактные стекла зювитов I типа образовались преимущественно по алевролитам. Генезис витрокластов зювитов II типа, скорее всего, связан с глинистой компонентой известняков подложки. Силикатные стекла зювитов III типа сформировались, предположительно, по углисто-кремнистым алевролитам, а алюмосиликатные – по углисто-глинистым алевролитам подложки.

Результаты сравнительного анализа петрохимических особенностей разновидностей зювитов, их витро- и литокластов и пород мишени указывают на их очевидную генетическую взаимосвязь. Исследованные породы по петрохимическим характеристикам значительно отличаются от известных пород вулканического генезиса. На это указывает покрытие существенной области составов на диаграмме TAS точками составов зювитов и их импактных стекол, что хорошо согласуется с литологической неоднородностью протолита и сложными комплексными условиями образования обломочных импактитов.

Во всех типах зювитов зафиксировано присутствие важнейших минералов-индикаторов (кварца, полевого шпата) импактного воздействия с многочисленными признаками, отвечающими основным стадиям ударного метаморфизма – трещиноватость, ударное двойникование, мозаицизм, секториально-волнистое погасание, планарные деформационные элементы в кварце и полевошпате, диаплектовые и расплавные моно- и полиминеральные стекла. Во всех разновидностях зафиксировано бурное развитие постимпактной гидротермальной минерализации, представленной новообразованиями цеолитов, пирита, слюд, карбоната и кремнезема.

Проведенные комплексные исследования выделенных разновидностей зювитов Карской астроблемы, новые данные о минералого-петрографическом и петрохимическом своеобразии исследованных пород позволили подтвердить справедливость произведенной предварительной типизации карских зювитов. Результаты проведенных исследований имеют важное научное и практическое значение

и могут быть использованы для выяснения степени и характера распространения разновидностей зювитов, выявления переходных и новых типов зювитов для полной характеристики импактатов Карской астроблемы с перспективой построения генетической модели формирования и прогноза алмазности данного уникального объекта. Полученные данные также могут быть использованы при изучении других астроблем.

Благодарности. Авторы выражают искреннюю благодарность С.И. Исаенко за изучение фазового состава минеральных компонентов зювитов на рамановском спектрометре, Е.М. Тропникову и С.С. Шевчуку за помощь в проведении микрондовых исследований, О.В. Кокшаровой за выполнение силикатных анализов. Мы благодарны рецензенту статьи Л.В. Сазоновой за полезные комментарии и замечания по тексту.

Источники финансирования. Работа выполнена при финансовой поддержке проекта РНФ № 17-17-01080. Исследования проведены с использованием оборудования ЦКП “Геонаука” (ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН), финансируемого из средств НИР ГР № АААА-17-117121270036-7, № АААА-А19-119031390057-5.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Вишевский С.А.* Астроблемы. Новосибирск: Нонпарель, 2007. 288 с.
- Геологический словарь. В трех томах. Издание третье, переработанное и дополненное. Гл. ред. Петров О.В. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2010. Т. 1. 432 с.
- Езерский В.А.* Гипербарические полиморфы, возникшие при ударном преобразовании углей // ЗВМО. 1986. Ч. СХV. Вып. 1. С. 26–33.
- Импактные кратеры на рубеже мезозоя и кайнозоя // Отв. ред. В.Л. Масайтис. Л.: Наука, 1990. 185 с.
- Классификация и номенклатура метаморфических горных пород: справочное пособие. Новосибирск: Изд-во ОИГТМ СО РАН, 1992. 205 с.
- Корочанцев А.В.* Ударное преобразование битумов: приложение к органическому веществу метеоритов и импактитов. Дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ГЕОХИ РАН, 2004. 179 с.
- Лютюев В.П., Лысюк А.Ю.* Структура и текстура кремнезема импактитов Карской астроблемы // Вест. ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2015. № 9. С. 24–32.
- Максименко Н.И.* Сравнительный анализ структурно-вещественных особенностей разновидностей зювитов Карской астроблемы // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента. Материалы XXVII научной конференции. Сыктывкар: Геопринт, 2018. С. 121–124.
- Максименко Н.И.* Структурно-вещественные особенности матрикса разновидностей зювитов Карской астроблемы (Пай-Хой) // Минералы: строение, свойства, методы исследования. Материалы X Всероссийской молодежной научной конференции. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2019. № 10. С. 150–151.
- Максименко Н.И., Зубов А.А.* Особенности кластогенных и жилоподобных импактных стекол Карской астроблемы // Новое в познании процессов рудообразования. VII Российская молодежная научно-практическая школа. М.: ИГЕМ РАН, 2017. С. 184–186.
- Максименко Н.И., Шумилова Т.Г., Ковальчук Н.С.* Своеобразие обломочной компоненты разновидностей зювитов Карской астроблемы // Современные проблемы теоретической, экспериментальной и прикладной минералогии (Юшкинские чтения – 2018). Материалы минералогического семинара с международным участием. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2018. С. 189–190.
- Масайтис В.Л., Данилин А.Н., Мащак М.С.* Геология астроблем. Л.: Недра, 1980. 231 с.
- Масайтис В.Л., Мащак М.С., Райхлин А.И. и др.* Алмазоносные импактиты Попигайской астроблемы. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1998. 179 с.
- Минеральный мир: структура, разнообразие, конституция минералов, кристаллогенезис и минералообразование, биоминеральные взаимодействия, эволюция минералообразующих процессов // Под ред. Н.П. Юшкина, С.К. Кузнецова. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2012. 354 с.
- Наумов М.В.* Основные закономерности постимпактного гидротермального процесса // Астрономический вестник. 1996. Т. 30. № 1. С. 25–32.
- Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. 2-е изд., испр. и доп. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2008. 200 с.
- Структуры и текстуры взрывных брекчий и импактитов // Под ред. В.Л. Масайтиса. Л.: Недра, 1983. 159 с.
- Тимонин Н.И.* Импактные кратеры на Пай-Хое, Урал // Уральский геологический журнал. 2006. Т. 53. № 5. С. 3–20.
- Удортин В.В., Конанова Н.В., Попов И.В.* Глубинное строение Карской кольцевой структуры // Изв. Коми НЦ УрО РАН. 2010. Вып. 4. С. 47–52.
- Уляшев В.В., Исаенко С.И.* Моделирование фазовых преобразований в глинистом известняке при импактном воздействии // Вест. ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2018. № 4. С. 40–44.
- Устрицкий В.И.* Мезозойские отложения, кайнотипные лавы и туфобрекчии Пай-Хоя // Тр. ИГ Арктики. 1953. Т. 72. С. 3–13.
- Фельдман В.И.* Петрология импактитов. М.: Изд-во МГУ, 1990. 299 с.
- Шишкин М.А., Шкарубо С.И., Молчалова Е.В. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1000000 (третье поколение). Серия Южно-Карская. Лист R-41 – Амдерма. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2012. 383 с. + 10 вкл.
- Шумилова Т.Г., Исаенко С.И., Ковальчук Н.С. и др.* Разновидности импактитов, апоугольных алмазов и сопутствующих углеродных фаз Карской астроблемы // Современные проблемы теоретической, экспериментальной и прикладной минералогии (Юшкинские чтения – 2016). Материалы минералогического семинара с международным участием. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2016. С. 270–271.
- Шумилова Т.Г., Исаенко С.И., Макеев Б.А. и др.* Ультравысокобарная ликвация импактного расплава // Докл. АН. 2018. Т. 480. № 1. С. 90–93.
- Шумилова Т.Г., Ковальчук Н.С., Макеев Б.А.* Геохимическая специфика алмазоносных зювитов Карской астроблемы (Пай-Хой) // Докл. АН. 2019. Т. 486. № 2. С. 233–236.

Юдович Я.Э., Беляев А.А., Кетрис М.П. Геохимия и рудогенез черных сланцев Пай-Хоя. СПб.: Наука, 1998. 366 с.

Юшкин Н.П., Лысюк А.Ю. Сценарий и основные параметры Карского импактного события // Вест. ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2001. № 8. С. 14–17.

Grieve R.A.F., Pesonen L.J. Terrestrial impact craters: their spatial and temporal distribution and impacting bodies // Earth, Moon, and Planets. 1996. V. 72. P. 357–376.

Langenhorst F. Shock experiments on pre-heated α - and β -quartz: II. X-ray and TEM investigations // Earth Planet. Sci. Lett. 1994. № 128. P. 683–698.

Langenhorst F. Shock metamorphism of some minerals: Basic introduction and microstructural observations // Bull. Czech Geol. Surv. 2002. V. 77. № 4. P. 265–282.

Middlemost E.A.K. Naming materials in the magma-igneous rock system // Earth Sci. Rev. 1994. V. 37. № 3–4. P. 215–224.

Pohl J., Stöffler D., Gall H., Ernst K. The Ries impact crater // Impact and explosion cratering. New York: Pergamon Press, 1977. P. 343–404.

Shumilova T.G., Isaenko S.I., Ulyashev V.V. et al. After-coal diamonds: an enigmatic type of impact diamonds // European J. Mineral. 2018. V. 30. № 1. P. 61–76.

Stöffler D., Grieve R.A.F. Metamorphic Rocks: A Classification and Glossary of Terms, Recommendation of the International Union of Geological Sciences // Impactites: Chapter 2.11. Eds. D. Fettes, J. Desmons. Cambridge: University Press, UK. 2007. 82–92.

Stöffler D., Hamann C., Metzler K. Shock metamorphism of planetary silicate rocks and sediments: Proposal for an updated classification system // Meteorit. Planet. Sci. 2018. № 53. P. 5–49.

Trieloff M., Deutsch A., Jessberger E.K. The age of the Kara impact structure, Russia // Meteorit. Planet. Sci. 1998. № 33. P. 361–372.

Petrological Characteristics of Suevite Varieties of the Kara Astrobleme (Pay-Khoy, Russia)

N. I. Maximenko¹, T. G. Shumilova¹, and N. S. Kovalchuk¹

¹*Yushkin Institute of Geology, Komi Science Centre of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, Syktyvkar, Russia*

The comprehensive study of clastic impactites using modern research methods has been provided. The detailed mineralogical and petrographic characteristics of three varieties of suevites from the Kara Astrobleme (Pay-Khoy, Russia) have been described in detail with a special attention to the description of the clastic components. The peculiarities of morphology, internal structure, chemical and mineral phase composition of suevite impact glasses have been characterized. The described data have justified the provided earlier classification of the impactites. The presence of the most important mineral indicators of the impact process with signs of all the main stages of impact metamorphism and post-impact hydrothermal mineralization in all suevite varieties has been established. The results of the study will contribute to identification of new and transitional types of suevites for the purpose of complete characterization of the kara impactites, and can be used for a genetic model of this unique object and other astroblemes.

Keywords: Kara astrobleme, suevite, impact metamorphism, impact glass

УДК 551.0+551.2

МЕХАНИЗМЫ ЧАСТИЧНОГО ПЛАВЛЕНИЯ МЕТАСОМАТИЗИРОВАННЫХ МАНТИЙНЫХ УЛЬТРАБАЗИТОВ ПОД АВАЧИНСКИМ ВУЛКАНОМ (КАМЧАТКА) И РОСТ МИНЕРАЛОВ ИЗ ГАЗОВОЙ ФАЗЫ В ТРЕЩИНАХ¹

© 2020 г. В. Н. Шарапов^{a, b, *}, А. А. Томиленко^{a, **}, Г. В. Кузнецов^a, Ю. В. Перепечко^a,
К. Э. Сорокин^a, А. В. Михеева^c, Ю. И. Семенов^d

^aИнститут геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

^bНовосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

^cИнститут вычислительной математики и математической геофизики СО РАН, Новосибирск, Россия

^dИнститут ядерной физики им. А.Б. Будкера СО РАН, Новосибирск, Россия

*e-mail: vik@igm.nsc.ru

**e-mail: tom@igm.nsc.ru

Поступила в редакцию 20.02.2019 г.

После доработки 02.10.2019 г.

Принята к публикации 29.12.2019 г.

Обсуждаются процессы частичного плавления метасоматизированных пород сейсмически тектонизированной литосферной мантии под фронтальной зоной Авачинского вулкана и рост кристаллов из газовой фазы в открытых трещинах над питающим вулкан магматическим очагом на основании исследования ксенолитов, вынесенных лавами и выброшенных при извержениях (Абкадыров и др., 2004). Согласно результатам изучения представительной коллекции мантийных ксенолитов из эксплозивных извержений Авачинского вулкана построена и численно исследована математическая модель динамики конвективного теплопереноса в проницаемой зоне над питающим магматическим очагом. Модель позволяет провести для области активного сейсмогенного разрушения пород в интервале глубин 30–70 км под вулканом анализ: генетических гипотез о природе текстурно-структурных соотношений между ксенолитами и вынесенными их лавами; данных о составе флюидных и расплавных включений в минералах; оценки температуры гомогенизации включений; гипотез о механизмах частичного плавления метасоматизированных ультрабазитов и связанных с ними росте минералов в открытых трещинах. Показано, что в данном интервале глубин с трещиновато-пористыми сейсмогенными областями над магматическими очагами сопряжены процессы конвективного теплопереноса в литосфере: инфльтрационного метасоматоза шпинеливой фации глубинности, сублимации и конденсации петрогенных компонентов из газовой фазы. Предполагается, что с крупными сейсмическими событиями могут быть связаны локальные проявления частичного декомпрессионного плавления высокопрогретых ультрабазитовых и базитовых пород. Показано, что наряду с явлениями инфльтрационного метасоматоза шпинеливой фации в трещиноватых мантийных породах имеет место образование из газовой фазы в открытых трещинах кристаллических корок и друзовых кристаллов клинопироксена и амфибола. Процессы декомпрессионного частичного плавления протекают в двух формах: плавление сростков шпинели с вмещающими кристаллами “метасоматического” ортопироксена, замесивших оливин в гарцбургитах; формирование жил выполнения, состоящих из клинопироксена, амфибола и реликтового ортопироксена. Для проверки данных предположений проведены эксперименты с конвективным прогревом образцов пород из ксенолитов на проточной установке, воспроизводящей частичное плавление, а также на установке электронной сварки электронным пучком. В последнем случае воспроизведены процессы сублимации и отложения из газовой фазы петрогенных компонентов за границей солидуса для всех петрографических типов мантийных гипербазитов. В исследованных ксенолитах не обнаружено структурно-минералогических признаков инфльтрации магматических жидкостей и проявлений диффузионно-реакционной зональности типа расплав–порода.

Ключевые слова: мантийные ксенолиты, метасоматоз, плавление, теплоперенос, математическое моделирование

DOI: 10.31857/S0869590320050064

ВВЕДЕНИЕ

Основная информация о процессах, протекающих в литосфере под вулканами, получена в ре-

зультате изучения ксенолитов (Федорченко, Родионова, 1975; Включения ..., 1978; Кутыев, Шарапов, 1979; Колосков, 1999). Дискуссия об их петрогенезисе связана с обсуждением минералогии и структуры ультрабазитовых ксенолитов из эксплозивных выбросов Авачинского вулкана

¹ Дополнительная информация для этой статьи доступна по doi: 10.31857/S0869590320050064 для авторизованных пользователей.

(Базанова и др., 2004). Интерес к этой проблеме связан с разработкой количественных моделей формирования месторождений порфировой формации (Шарапов и др., 2009а), потребовавших проведения анализа динамики магматических систем зон перехода океан–континент на основе изучения мантийных пород под вулканом. Для анализа использовалась коллекция мантийных ксенолитов из 36 образцов продуктов извержения Авачинского вулкана, представленная в 2005 г. Р.Л. Дуниным–Барковским. Коллекция содержала два крупных ксенолита: белый (сахаровидный) оливинит и необычно плоской (плитчатой) формы клинопироксенит. В работе (Колосков, 1999) такие породы были идентифицированы как дуниты и пироксениты и отнесены к дифференциатам расслоенных глубинных интрузий. При изучении ксенолитов было обнаружено, что в дуните присутствуют только флюидные включения, тогда как пироксенит содержит только расплавные и газовые включения. Предположение, что это генетически разнородные образования, можно было проверить в максимально крупных ксенолитах. В 2007–2010 гг. А.А. Томиленко были организованы три экспедиции с участием сотрудников ИГМ СО РАН, в результате была собрана оригинальная коллекция из более чем 600 крупных образцов, в которых были найдены аналогичные этим ксенолитам жилевидные образования. По данным изучения новой коллекции крупных ультрабазитовых ксенолитов обнаружилось, что среди них нет обломков дифференциатов расслоенных интрузий. Они представлены различно метасоматизированными гарцбургитами, среди которых есть продукты их частичного плавления без контактов с инъекциями изверженных пород. Таким образом, появилась необходимость исследовать, при каких условиях конвективного теплопереноса в трещиноватых высокопрогретых магматогенными флюидами метасоматизированных ультрабазитовых породах в шпинеливой фации глубинности возможно развитие инфильтрационного метасоматоза, частичного плавления и других сопутствующих явлений. В процессе изучения коллекции был определен состав флюидов и температура формирования всех указанных процессов (Шарапов и др., 2009б; Тимина и др., 2015), построена модель неизотермической динамики метасоматических процессов преобразования пород литосферной мантии (Шарапов и др., 2017б), построена и экспериментально проверена модель сублимации при температурах выше 700°C. Проведенное исследование показало, что характеристики выборки ксенолитов не соответствуют ранее построенной модели конвективного плавления для мантийно-корового уровня (Кутыев, Шарапов, 1979; Шарапов и др., 2009а). Изучение в крупных ксенолитах текстурных и структурно-минералогических характеристик гипербазитов

позволило сделать вывод, что имеют место не описанные ранее явления рассеянного декомпрессионного плавления, выжимания выплавов в трещины и широко проявленного роста кристаллов из газовой фазы в открытых трещинах. Полученные данные не описываются в рамках гидравлической модели фильтрации, рассматривающей динамику фронтального инфильтрационного метасоматоза в литосферной мантии (Шарапов и др., 2015). Для решения этой проблемы была создана теория теплопереноса в компактируемых гетерофазных средах (Pegerechko et al., 2016) и построена новая модификация реакторного варианта ПК Селектор-С, учитывающая особенности данного класса систем (Чудненко, 2010; Шарапов и др., 2019).

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Методика получения и обработки петролого-геохимической информации

Процессы гетерофазного конвективного теплопереноса, которые могут протекать в земной коре под андезитовыми вулканами, анализировались в ходе изучения представительной коллекции базитовых ксенолитов из лав большинства вулканов Камчатки (Кутыев, Шарапов, 1979). Была показана существенная роль процессов растворения и кристаллизации из газовой фазы в рамках модели пар–жидкость–кристалл (ПЖК) (Гиваргизов, 1977; Артемьев, 2016) в таких магматических системах. Механизм взаимодействия многокомпонентной газовой фазы с кристаллическими поверхностями минералов в рамках модели ПЖК содержит два этапа: конденсация газовой фазы в форме жидкой пленки или капли и кристаллизация из возникшей жидкости кристалла на стекловатой или кристаллической подложке. Возможен обратный процесс (Рябцев и др., 2011) – растворение компонентов из кристаллической или стекловатой подложки в возникшую пленку (каплю) конденсированной газовой фазы или в газовую фазу при ее недосыщении петрогенными компонентами. С помощью метода просвечивающей электронной микроскопии (Стенина, 1985) был выявлен ряд ключевых характеристик изменения структуры минералов в базитовых породах при взаимодействии флюид–порода: ямки травления на кристаллах оливина, наличие округлых полостей со вспененными стеклами и сквозных отверстий в кристаллах оливина, клинопироксена, анортита, амфибола, отложение на их гранях плоских дендритов магнетита и плагиоклаза, формирование стекловатых пленок аномального состава с зародышами амфибола.

Как показано в работе (Arai, Ishimaru, 2008), в западной части Тихого океана под фронтальной зоной вулканов в глубоких фациях глубинности

литосферы в трещиновато-пористых мантийных ультрабазитах проходили флюидогенные процессы. В частности, в максимально крупных эксплозивных выбросах Авачинского вулкана на Камчатке (Базанова и др., 2004) ультрабазитовых пород были описаны процессы частичного плавления и переотложения компонентов в процессе динамометаморфизма (Ishimaru et al., 2007; Halama et al., 2009; Ionov, 2010; Нопр, Ionov, 2011; Колосков и др., 2014; Шарапов и др., 2017а, 2017б; Добрецов и др., 2017). Качественные модели этих процессов, а также количественные аспекты предложенных генетических моделей при оценке тектоно-физических условий формирования различных фаций магматических систем под этим вулканом остаются дискуссионными. В цитированных работах модели инфильтрационного метасоматоза сводятся к схеме замещения в исходных гацбургитах оливина ортопироксеном под воздействием потоков флюидов из трех источников: из области дегидратации метаморфогенных пород субдуцируемой плиты и отделения флюидов из двух различных надсубдукционных магматических очагов (Ishimaru et al., 2007). Модели “магматического метасоматоза” также относятся к качественным генетическим схемам (Halama et al., 2009; Ionov, 2010) воздействия магмогенных флюидов из глубинных очагов. Они основаны на результатах изучения состава примесных элементов в стекловатых оторочках вокруг шпинели и на контактах кристаллов ортопироксена-II. Поскольку в ультрабазитовых ксенолитах в контактах со стекловатыми оторочками нет жилок изверженных пород, то магматические источники метасоматоза определялись путем сравнения состава примесных элементов из стекловатых оторочек и известных в литературе выплавок из пород мантийного клина. В цитированных работах не приводится моделей теплопереноса, позволяющих судить о месте и составе источников магматических эманаций в мантийном клине. Предположения о температуре процессов строятся на основе оценки температуры гомогенизации расплавных гетерофазных включений в кристаллах шпинели. Оценка максимальной температуры предполагаемого расплава – $T > 1400^\circ\text{C}$ (Ionov, 2010) – получена для включений состава: оливин + ортопироксен + амфибол + стекловатая фаза + газовый пузырек. Эта оценка используется как базовая в работе (Добрецов и др., 2017). Содержащиеся в расплавах шпинели считаются хранителями физико-химической информации об исходных условиях их кристаллизации при всех последующих перемещениях фрагментов этих дифференциатов потоками магм в другие магматические камеры вверху по мантийному клину. Магматический метасоматоз при инфильтрации расплавов из мантийных магматических очагов рассматривается в рамках модели (Spiegelman et al., 2001) как теплоперенос в системе фильтрующийся рас-

плав—трещиновато-пористый массив гацбургитов под Авачинским вулканом, но не согласуется с результатами исследований состава ультрабазитовых пород в эксплозивных отложениях этого вулкана.

Представления о генетических процессах минералого-структурных преобразований мантийных ультрабазитов из ксенолитов Авачинского вулкана сводятся к двум механизмам: инфильтрации магмогенных или метаморфогенных флюидов, прогревающих и/или метасоматизирующих ультрабазиты мантийного клина, и их реакционные взаимодействия с мантийными ультрабазитами; инфильтрации из надсубдукционных магматических очагов, прогревающих, расплавляющих и метасоматизирующих ультрабазиты расплавов. Количественным моделям флюидных систем посвящено несколько исследований динамики конвективного прогрева трещиноватых гидратированных ультрабазитовых пород в мантийном клине с оценками места и масштаба частичного конвективного плавления, динамики неизотермического фронтального инфильтрационного метасоматоза (Шарапов и др., 2017б), динамики сублимации с экспериментальной проверкой (Шарапов и др., 2017а). В настоящей работе для описания эволюции магмогенных флюидов развита модель теплопереноса в компактируемых гетерофазных средах. Такой подход позволяет более корректно, чем в моделях в гидравлическом приближении, описывать неравновесную динамику инфильтрационного метасоматоза в неоднородно трещиноватых средах.

*Статистические методы анализа состава
частичных выплавок в ксенолитах
ультрабазитовых пород*

Петрогенетический анализ основан на статистической обработке данных изучения состава пород из ультрабазитовых ксенолитов, вынесенных потоками магм из стенок канала, по которым перемещались расплавы. Измерения содержания петрогенных компонентов содержат случайные и инструментальные ошибки, поэтому достоверность получаемых аналитических данных зависит от однородности и количественной представительности выборки измерений. Учитывая ограниченность объектов для оценки состава фаз в выборках ксенолитах, использовались статистические методы ПК Statistica (Малиновский, 2002). Было изучено около 200 образцов из более 600 ксенолитов ультрабазитовых пород. Во всех образцах измерены параметры трещиноватости, в крупных образцах выявлена (по правилу пересечения границ) последовательность стадий, или зональность метасоматических изменений. Для комплексного изучения было отобрано около полусотни типичных образцов. Одни из них были разрезаны ал-

мазной пилой на пластины для определения состава минералов, температуры гомогенизации включений и валового состава газовой фазы (Кузнецов, 2013; Шарапов и др., 2017б). Из других были изготовлены кубики для проведения физических экспериментов (Кузнецов и др., 2010). Определение составов минералов и стекловатых образований в полированных пластинках проведено на сканирующем электронном микроскопе MIRA 3 LMU (TESCAN Orsay Holding), оборудованном системой микроанализа INCA Energy 450+ Xmax-80 (Oxford Instruments Nanoanalysis Ltd) в Аналитическом центре многоэлементных и изотопных исследований ИГМ СО РАН. Определение составов минералов и стекол выполнялось при ускоряющем напряжении 20 кВ, токе электронного зонда 1.5 нА, актуальном времени набора спектров 20 с. При таких условиях случайная погрешность анализа составляла менее 1 отн. % при содержании компонентов более 10 мас. %, около 10 отн. % при 1–10 мас. % и достигала 30 отн. % вблизи нижнего предела 0.2–0.3 мас. % (Лаврентьев и др., 2015). Объемы выборок аналитических измерений составов минералов и стекловатой фазы колебались от 20 до 85. На основе метода Варда и коэффициентов Пирсона рассмотрена их однородность и проанализирован характер группировки петрогенных и примесных компонентов. Используемая методика позволила сгруппировать большой объем аналитических данных в статистически однородные группы (кластеры), для которых определены средние значения (\bar{x}) и дисперсия (σ). Эти оценки являются представительными для петрохимического анализа.

Физико-математические методы исследования процессов конвективного теплопереноса под андезитовыми вулканами

Модель структуры сейсмического разреза под Авачинским вулканом, содержащим питающий магматический очаг (рис. 1), построена на основе анализа космических снимков Google Earth и результатах геофизических исследований (Гонтовая и др., 2008; Абдкadyров и др., 2004; Koulikov et al., 2014), а также она ранее использовалась в работах (Шарапов и др., 2017а; Кузнецов, 2013). Следующие факторы являются существенными для рассматриваемых магматогеогенных явлений (Базанова и др., 2004): 1) изученные ксенолиты попали на поверхность вулкана в результате двух мощных паразитических катастрофических извержений; 2) по крайней мере, в процессе первого из извержений произошло существенное снижение давления как в питающем очаге, так и породах над его кровлей; 3) другие предшествовавшие вулканогенные эпизоды декомпрессии в области фильтрации магматогеогенных флюидов под Авачинским вулканом тоже сказались на процессах фазовых переходов в расплаве питающего магматического

очага, во флюидах в массиве пород и в самих породах; 4) процессы декомпрессии также могут быть связаны с сильными сейсмическими событиями. Роль этих факторов следует учитывать в процессе исследования при изменении состава метасоматизируемых пород и явлений в открытых трещинах массива мантийных ультрабазитов (рис. 1).

Базовая математическая модель реакционного преобразования мантийных ультрабазитов в 1D-приближении представлена в (Spiegelman, McKenzie, 1987). Идея состоит в том, что при фильтрации перегретого базитового расплава в трещиноватых ультрабазитах происходит растворение (плавление) пироксенов с формированием рестита исходной породы, представленного оливином. Компактирование гетерофазной среды приводит к перестройке ее структуры с образованием жилообразных дуни-тов. При этом предполагается, что реакционный фронт растворения не имеет кинетической задержки. В таком подходе отсутствует описание изменения концентрации петрогенных компонентов в расплаве и изменения температуры в области фильтрации магматической жидкости (Aharonov et al., 1995; Spiegelman et al., 2001). Использование другого значения параметра компактирования (Simpson et al., 2010) или учет реологии породного субстрата (Connolly, Podladchikov, 2007) существенно меняет структурные характеристики области реакционного взаимодействия. В этих моделях получаемая картина распределения фазовых границ позволяет оценить изменение области фильтрации, локальные размеры скоплений реститового оливинового остатка в разных зонах поля фильтрации базитового расплава в литосферной мантии под срединными хребтами. В таком подходе не учитывается диффузия между фильтрующимся расплавом и вмещающими породами. Корректная постановка задачи о фильтрации в частично расплавленной гетерофазной среде приведена в (Доровский, Перепечко, 1992). Развитие этого подхода позволило сформулировать требования к математическому моделированию палеоэндогенных процессов. В настоящее время данный подход используется при описании конвективного теплопереноса под вулканами (Михеева и др., 2017) и в рассматриваемой магматической системе. Модель динамики сублимации ультрабазитов в окрестностях участков сейсмического разрушения, экспериментально проверенная на образцах ксенолитов, представлена в (Шарапов и др., 2017а).

В настоящей работе предложена численная модель инфильтрационного метасоматоза и сформулирована схема частичного плавления в изученных тектонизированных мантийных ультрабазитовых породах над питающим Авачинский вулкан магматическим очагом и рассматривается модель неизотермической динамики зонального инфильтрационного метасоматоза по работе (Коржинский, 1982) и связанные с ней процессы декомпрессионного плавления, растворения и кристаллизации.

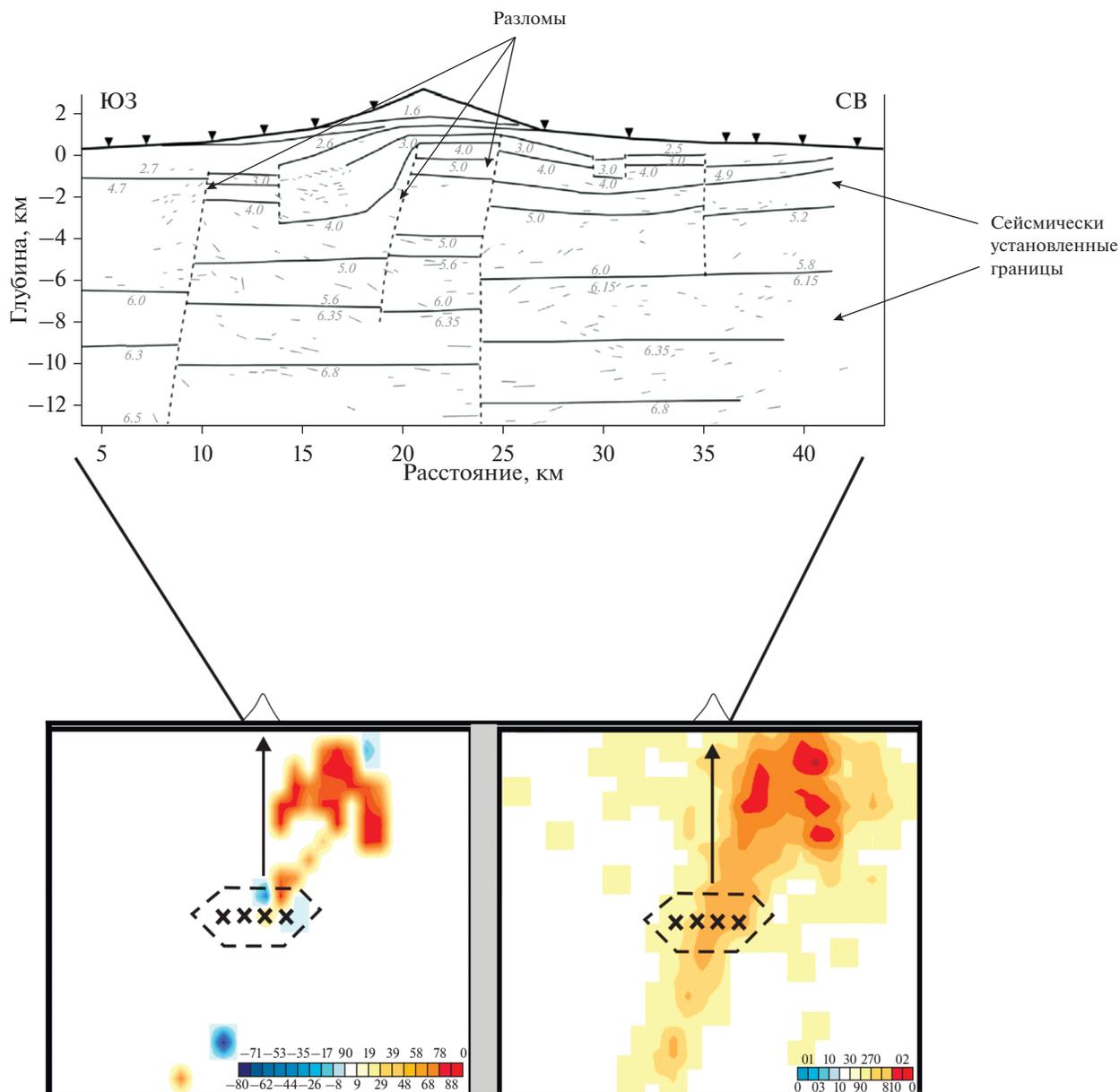


Рис. 1. Совмещение гипоцентров землетрясений и предполагаемых контуров магматических очагов под Авачинским вулканом, по (Гонтовая и др., 2008). Стрелки показывают область фильтрации. Структура вулканической постройки и фундамента под ней с грабеном по (Koulakov et al., 2014).

ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТА ИССЛЕДОВАНИЙ

Необычные структурно-минералогические образования в трещиноватых метасоматизированных ультрабазитовых породах под Авачинским вулканом

В цитированных выше работах обсуждение процессов плавления в мантийных ультрабазитах и термодинамических условий его протекания связано с носителями этой информации — локальными сростками шпинели и со стекловаты-

ми оторочками вокруг кристаллов шпинели. На рис. 2, 3 приведены примеры таких образований. При анализе их генезиса можно полагать, что шпинели не могут относиться ни к кристаллизации нормальных расплавов при фракционной дифференциации, ни к продуктам гетерофазной реакции магмы и мантийного субстрата (Liang, 2003). Скорее всего, такие шпинели представляют собой продукты кристаллизации локально возникших расплавов на месте исходных сростков шпинели в участках максимального околотрещинного конвективного нагрева высокоплотными

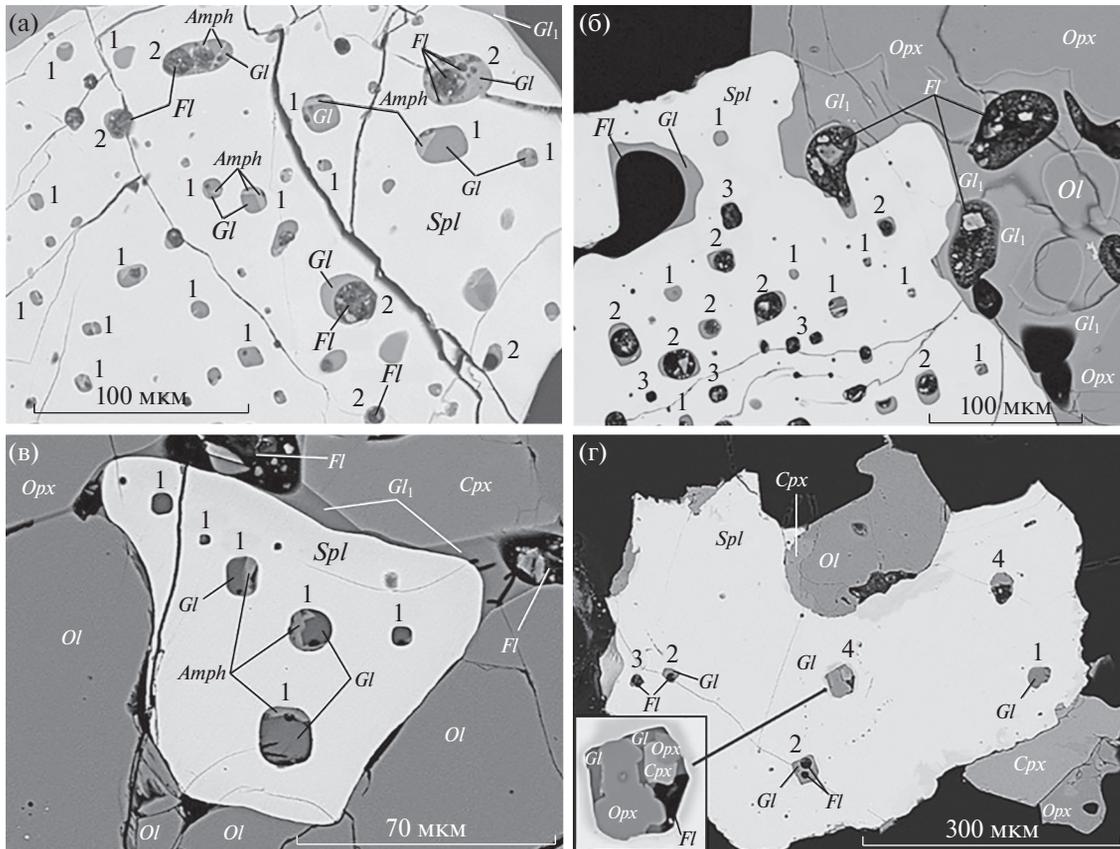


Рис. 2. Микрофотографии, иллюстрирующие пространственное взаимоотношение сингенетических расплавных и флюидных включений в магматической шпинели из ксенолитов ультраосновных пород Авачинского вулкана: (а) — первичных нормальных (1) и аномальных (2) включений силикатного расплава в магматической шпинели; (б) — первичных нормальных (1) и аномальных (2) расплавных и флюидных (3) включений в магматической шпинели; (в) — магматической шпинели с первичными нормальными (1) включениями силикатного расплава и интерстициальным силикатным стеклом (Gl_1) и минералами (оливином, клинопироксеном и ортопироксеном) ксенолита ультраосновных пород; (г) — первичных нормальных (1), аномальных (2), расплавных и флюидных (3) и комбинированных (4) включений в магматической шпинели. *Amph* — дочерний амфибол, *Cpx* — клинопироксен, *Mgt* — магнетит, *Ol* — оливин, *Opx* — ортопироксен, *Pl* — плагиоклаз, *Spl* — шпинель, *Gl* — силикатное стекло первичных расплавных включений, Gl_1 — интерстициальное стекло, *Fl* — флюидная фаза. Фотографии в отраженных электронах.

растворами — рассолами, возможно, при участии сейсмогенной локальной декомпрессии верлитизированных гарцбургитов и оливинитов. На вероятность такого сценария указывают четкое проявление закалки возникших жидкостей, их сопряженность с открытыми пустыми трещинами и малая статистика их присутствия в больших объемах метасоматизированных гарцбургитов, а также большая локальная неоднородность фазового состава в участках плавления (рис. 3).

Как следует из рис. 2, в одном однородном по составу кристалле магматической шпинели одновременно присутствуют неоднородно распределенные как минимум три из выше названных типа включений (рис. 3). Область проявления такого плавления шириной несколько миллиметров (рис. 4) находится в массиве метасоматизированных гарцбургитов (рис. 5), размеры которого на порядок больше участка плавления. Из

анализа строения, состава минералов и стекловатых участков с кристаллами шпинели, содержащих включения (рис. 2, 3) (Шарапов и др., 2017б), а также из анализа результатов физических экспериментов с образцами ксенолитов ультрабазитов Авачинского вулкана (Кузнецов и др., 2010; Шарапов и др., 2017а) можно заключить, что клинопироксен в подобных включениях является ксеногенной фазой, захваченной при кристаллизации локальных участков плавления в полиминеральных метасоматизированных гарцбургитах. Тем более, когда в расплавленном включении фиксируется трехминеральная ассоциация. На рис. 2 и 3 можно видеть подобные комбинированные расплавные включения, где, наряду с дочерними кристаллами амфибола, могут присутствовать один или несколько ксеногенных кристаллов (оливин, ортопироксен, клинопироксен) различных размеров, объемная доля которых достигает

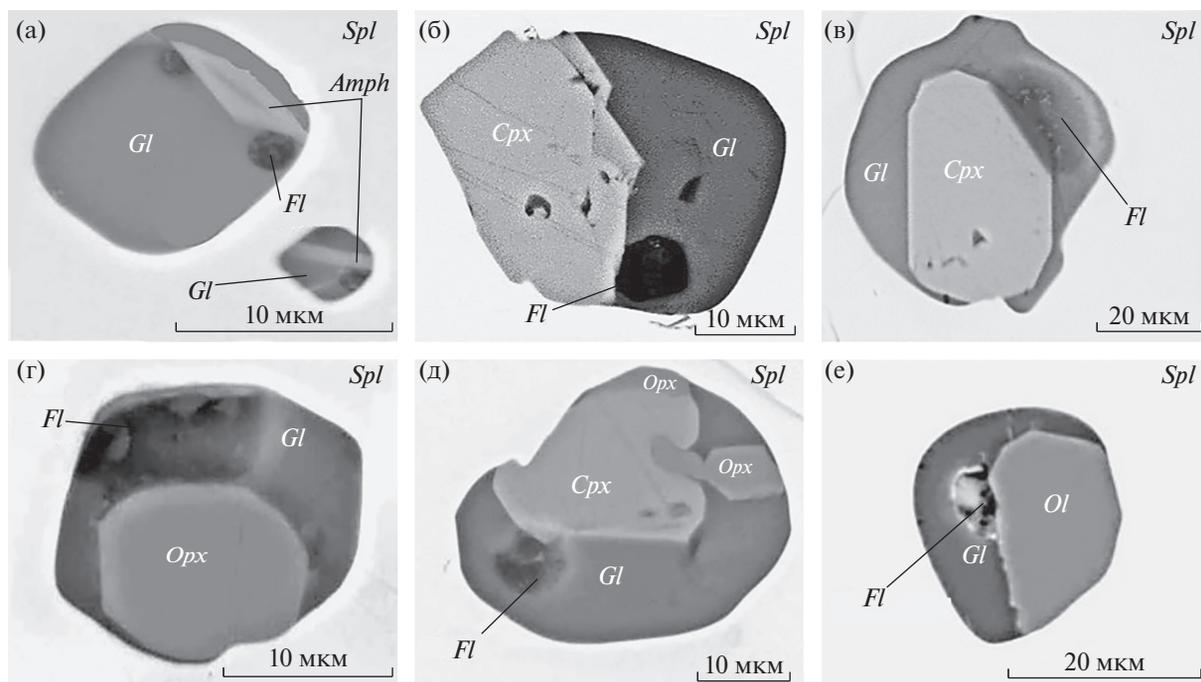


Рис. 3. Микрофотографии первичных нормальных (а) и комбинированных (б–е) включений силикатного расплава в зернах шпинели из локальных зон частичного плавления ксенолитов ультраосновных пород Авачинского вулкана. Условные обозначения см. на рис. 2.

60–80% вакуолей. Эти случаи обычны для проявлений магматической шпинели в ассоциации со стекловатыми пузыристыми каемками. В крупных образцах ксенолитов эти полосовидные проявления около пустот заключены в массивы метасоматизированных гарцбургитов, содержащих только флюидные включения. В однородных по составу кристаллах шпинели показанные распределения включений могли появиться только при объемной кристаллизации, поскольку при гравитационной кристаллизации неизбежно проявится направленное изменение содержания петрогенных компонентов и примесей, а также зональное проявление включений (Киргинцев и др., 1997). Появление стекловатых каемок в таких ситуациях невозможно. Более того, при гравитационной кристаллизации котектического базитового расплава в ограниченном объеме образование полифазных включений должно быть вызвано проявлением локального глубокого понижения температуры на ликвидусе. Предвидеть такие вариации температуры в условиях нормальных силикатных систем без аномального избытка флюида практически нереально: 1) должны быть ясны причины столь существенной локальной, а не фронтальной флуктуации температуры, которая сказывается на пересыщении жидкости по всем петрогенным компонентам, кроме тех, из которых кристаллизуется минерал-хозяин; 2) в таких участках неизбежны максимально высокие скорости кристаллизации; 3) должно быть проявление зонально-

сти в растущих кристаллах, захваченных включением (Киргинцев и др., 1997). Сопоставление дендритовидных кристаллов амфибола, растущих от стенки вакуоли и сростков округлых однородных по составу включений пироксенов и оливина, позволяет четко разделять ксеногенные и ликвидусные минералы в аномальных включениях при возникновении вакуоли на твердофазовых неоднородностях в участках частичного локального плавления метасоматизированных ультрабазитов.

В ксенолитах ультрабазитов также широко представлены специфические явления роста кристаллов амфибола (рис. 6а), причем во многих случаях в полостях амфиболовых корок фиксируется присутствие вспененной стекловатой массы (рис. 6б). Характер фазовых безреакционных границ между ксенолитами, амфиболовыми корками и вынесшими их андезибазальтовыми лавами изображен на рис. 7. Исключений из представленных соотношений в изученной коллекции ксенолитов не обнаружено.

Существенно реже зафиксированы случаи друзовидного роста кристаллов клинопироксена в полостях и трещинах (рис. 8а). Открытые трещины с оплавленными стенками и вискерами клинопироксена редки (рис. 8б), открытые пустые трещины встречаются значительно чаще.

Во всех случаях на ксенолитах вмещающего лавового материала безамфиболовых корок также не

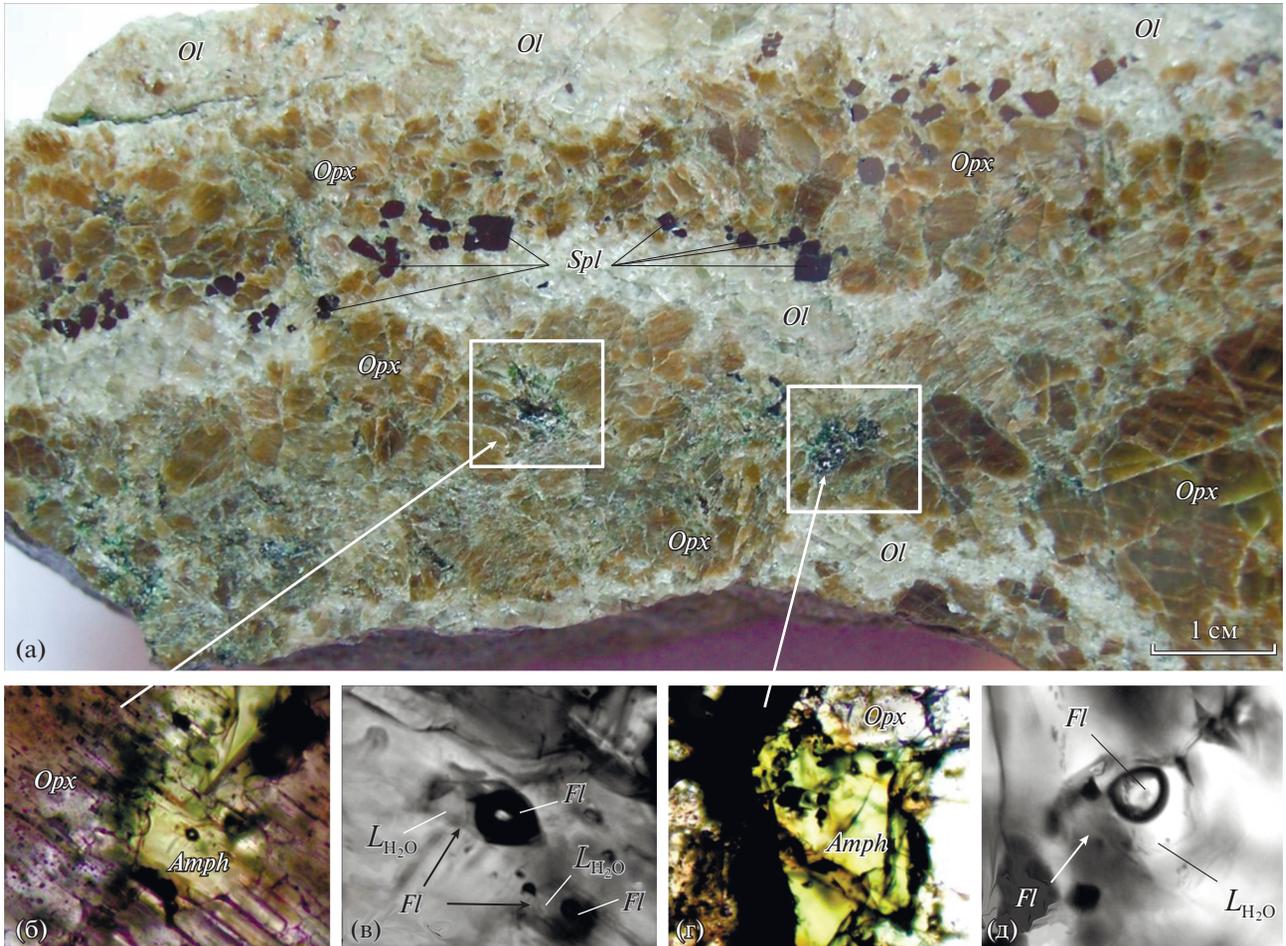


Рис. 4. (а) Фотография метасоматизированного ксенолита перидотита из литосферной мантии под Авачинским вулканом. (б, в) Микрофотографии фрагментов ортопироксена с амфиболом, выделенных на фотографии (а) белыми квадратами. (г, д) Микрофотографии первичных флюидных включений в амфиболе. Условные обозначения см. на рис. 2, L_{H_2O} – вода.

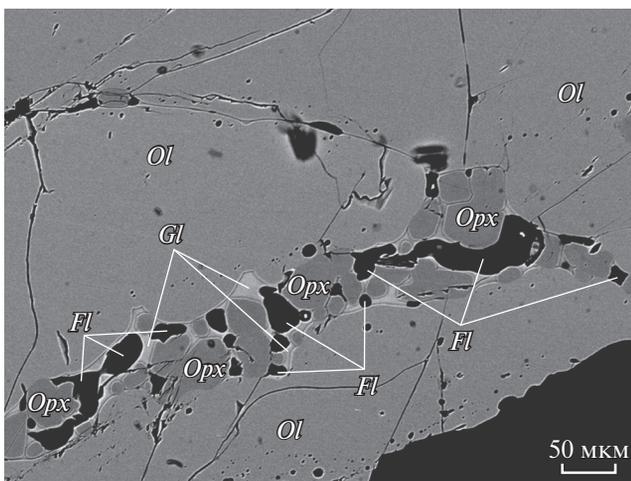


Рис. 5. Минеральный состав и структура породы в зоне интерстициального плавления гарцбургита из литосферной мантии под Авачинским вулканом. Фотография в отраженных электронах. Условные обозначения см. на рис. 2.

обнаружено признаков проявления реакционно-диффузионных оторочек, характеризующих химическое взаимодействие андезибазальтовой магмы и обломков пород (рис. 9). Характерно проявление в гарцбургитах жил выполнения, состоящих из клинопироксена с кристаллами амфибола в центральных частях и иногда включений ортопироксена-II. Указанные образования можно отнести к свидетельствам сейсмогенного разрушения массива пород литосферной мантии над магматическим очагом Авачинского вулкана (рис. 1).

Необычными образованиями являются жилонидные полосчатые оливиниты, формировавшиеся в открытых трещинах (рис. 10). Эти образования не имеют аналогов в коровых родингитах (Жариков и др., 1998; Селиверстов, Осипенко, 1998). Теоретически их можно отнести к проявлению базификации за зоной верлитизации (Шарапов и др., 2017б), однако реальный механизм таких инфиль-

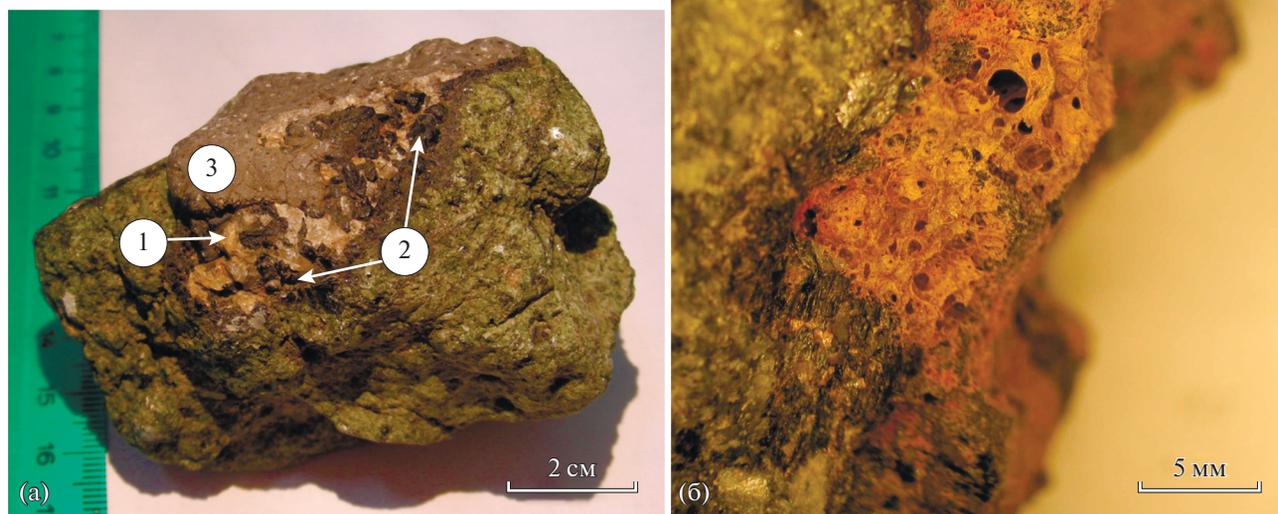


Рис. 6. (а) Клинопироксенитовая жила состава: $Cpx + Amph \pm Gl$, с коркой состава $Amph + Pl + Mgt$ (1 – кристаллы плагиоклаза, 2 – амфиболовая оторочка, 3 – корка андезибазальта без реакционных взаимодействий с Pl , $Amph$, Mgt). (б) Деталь рис. 4 – кислое пузыристое стекло на поверхности клинопироксенита в разрыве корки амфибола.

традиционных процессов в сильнотрещиноватых породах неясен.

*Структурные характеристики
и термодинамические условия частичного
плавления метасоматизированных
ультрабазитовых пород в ксенолитах
Авачинского вулкана*

Состав и строение зон метасоматических изменений в гарбургитах освещены в работах (Тимина и др., 2015; Шарапов и др., 2017б). Ниже обсуждаются структурно-минералогические образования, которые свидетельствуют о процессах частичного плавления метасоматизированных ультрабазитов и проявлениях роста минералов в открытых трещинах по механизму ПЖК, описанных в базитах земной коры в работах (Кутыев, Шарапов, 1979; Стенина, 1985). Их строение и состав показаны на рис. 4, 5.

В трещиновато-пористых ультрабазитах Авачинского вулкана более масштабные процессы частичного плавления зафиксированы в двух структурных формах: 1) жилковидных, шириной 1–5 см, с составом $Cpx + Amph \pm Gl$ (рис. 6а, табл. 1), в которых контактовые области состоят из кристаллов Cpx , а в центральной части иногда наблюдается перенное содержание кристаллов амфибола; 2) пятен и прожилков, толщиной от доли миллиметра до первых сантиметров, с составом $Spl + Gl$ (рис. 2). Подобных образований в изученной коллекции ксенолитов зафиксировано менее

10%, объемная доля таких выделений в исследованных образцах составляет около 2%. Они представлены неограниченными незональными кристаллами шпинели или их сростками, содержащими различные включения: газовые, первичные расплавленные и комбинированные (рис. 3) с кристаллитами

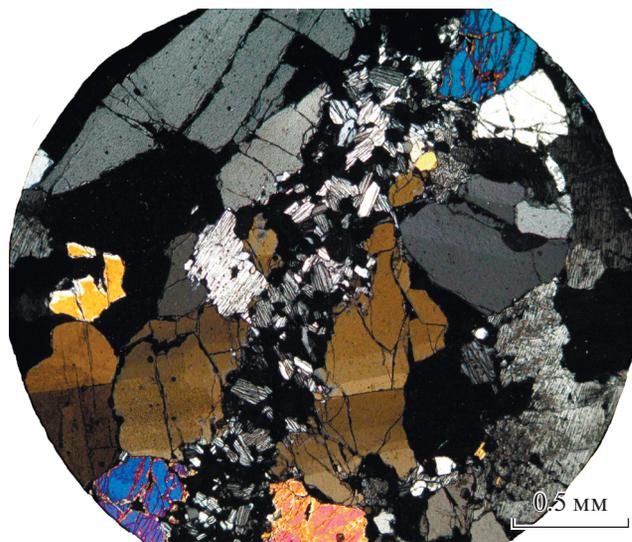


Рис. 7. Жилка пироксен-амфиболового состава в трещине гарбургитового ксенолита, в которой минералы содержат газовые и расплавленные включения; контакты жилки без следов реакционного взаимодействия с вмещающим гарбургитом.

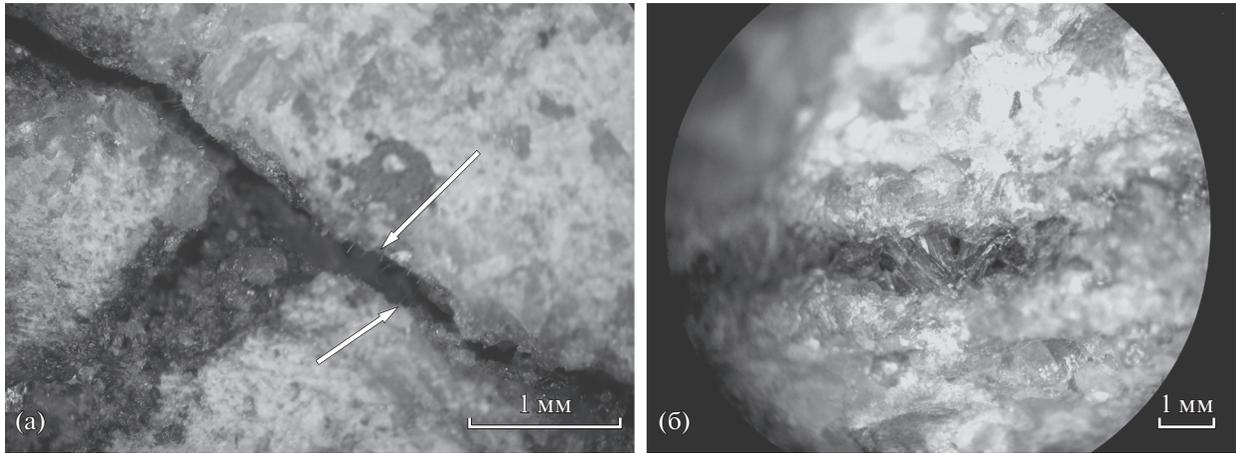


Рис. 8. (а) Проявление роста клинопироксена из газовой фазы в трещинах и полостях, кристаллизация вискеров клинопироксена в открытой трещине. (б) Заполнение полости в гарцбургите друзовидными кристаллами клинопироксена, содержащими расплавные включения.

амфибола, клинопироксена, ортопироксена, реже оливина. Температура гомогенизации первичных расплавных включений в шпинели составляет около 1160°C. Шпинель не наблюдалась в жилах пироксен-амфиболового состава, в которых минералы содержат газовые и расплавные включения. Этот минерал не обнаружен в амфиболовых жилках и оторочках на контакте с вынесенными их лавами. Границы указанных жилковидных образований *Spx-Amph* ($\pm Pl, Mgt, Gl$) с метасоматизированными гарцбургитами ровные, без реакционных проявлений.

Кристаллизация минералов из газовой фазы в трещиноватых базитовых и ультрабазитовых породах, вынесенных лавами вулканов фронтальной зоны

В ксенолитах базитовых пород вулканов фронтальной зоны Курило-Камчатского региона широко проявлены процессы перекристаллизации, локального конвективного плавления или растворения, а также роста минералов по механизму ПЖК (Гиваргизов, 1977; Кутыев, Шарапов, 1979; Артемьев, 2016). В существенно меньших мас-

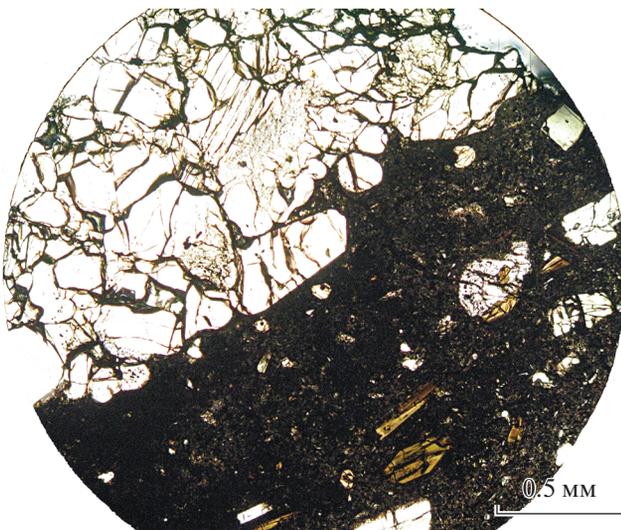


Рис. 9. Типичные структурные соотношения на контакте ксенолита гарцбургита (светлое поле) и вмещающих андезибазальтов (темное поле), которые разделены зональной коркой амфиболового состава. Во вмещающем андезибазальте фиксируется стеклование основной массы с микролитами плагиоклаза.

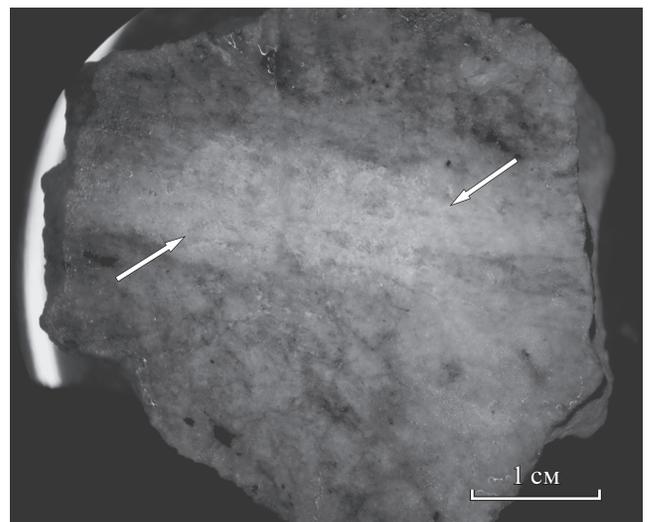


Рис. 10. Жилковидное мономинеральное отложение оливина с полосчатой структурой роста кристаллов. Характерно отсутствие реакционных зон на контактах с трещиноватыми и массивными гарцбургитами. Стрелками отмечены высокопористые и более массивные участки полос. Кристаллы оливина не содержат расплавных или флюидных включений.

Таблица 1. Статистические характеристики кластеров амфибола в ассоциации с клинопироксенами в жилах выполнения

| Оксиды | 1* | | 2 | | 3 | | 4 | | 5 | | 6 | | 7 | |
|--------------------------------|-------|------|-------|------|-------|------|-------|------|-------|------|-------|------|-------|------|
| | х | σ | х | σ | х | σ | х | σ | х | σ | х | σ | х | σ |
| SiO ₂ | 46.68 | 0.66 | 48.70 | 0.83 | 45.95 | 1.07 | 46.52 | 0.54 | 47.38 | 0.75 | 44.96 | 0.59 | 44.60 | 0.54 |
| TiO ₂ | 0.84 | 0.17 | 0.63 | 0.16 | 0.99 | 0.22 | 0.88 | 0.19 | 0.80 | 0.20 | 0.83 | 0.20 | 1.10 | 0.08 |
| Al ₂ O ₃ | 9.92 | 0.49 | 8.37 | 0.62 | 11.13 | 0.24 | 10.26 | 0.50 | 9.25 | 0.22 | 11.74 | 0.17 | 11.23 | 0.26 |
| FeO | 6.93 | 0.31 | 6.09 | 0.43 | 7.62 | 0.35 | 7.13 | 0.39 | 6.66 | 0.12 | 8.20 | 0.15 | 7.25 | 0.24 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.63 | 0.29 | 0.65 | 0.25 | 0.43 | 0.24 | 0.52 | 0.16 | 0.53 | 0.12 | 0.39 | 0.13 | 0.48 | 0.21 |
| MgO | 18.19 | 0.26 | 19.09 | 0.56 | 17.29 | 0.22 | 18.01 | 0.27 | 18.68 | 0.18 | 17.17 | 0.30 | 18.03 | 0.40 |
| CaO | 11.32 | 0.10 | 11.44 | 0.73 | 11.30 | 0.20 | 11.16 | 0.09 | 11.24 | 0.12 | 11.28 | 0.15 | 11.15 | 0.40 |
| Na ₂ O | 2.06 | 0.14 | 1.79 | 0.17 | 2.15 | 0.23 | 2.13 | 0.12 | 2.00 | 0.13 | 2.33 | 0.05 | 2.43 | 0.06 |
| K ₂ O | 0.27 | 0.10 | 0.15 | 0.07 | 0.20 | 0.03 | 0.20 | 0.01 | 0.23 | 0.07 | 0.21 | 0.01 | 0.28 | 0.17 |
| n | 11 | | 8 | | 6 | | 5 | | 8 | | 6 | | 4 | 0.10 |

Примечание. Здесь и далее в таблицах: n – количество анализов, σ – дисперсия, х – среднее по выборке. *Кластеры.

штабах аналогичные явления были обнаружены в ксенолитах гипербазитов в двух минералогически отдельных формах: 1) относительно редко встречающихся в открытых трещинах, выполненных друзовидными клинопироксеновыми жилками (рис. 8а, 8б, табл. 2, 3); 2) широко распространенных друзовидных жилках амфибола, где в редких случаях совместно с амфиболом кристаллизуется плагиоклаз (табл. 3). Такие амфиболовые корки достаточно обычны на границе ксенолитов и вынесших их андезибазальтовых лав (табл. 4, 5), в которых содержатся обломки ксенокристаллов амфибола и плагиоклаза. Соотношения составов амфиболов в корках и жилах выполнения совместно с клинопироксенами приведены в табл. 2. Наблюдаются существенные различия в значениях для средних по выборке и дисперсий. В отсутствие амфиболовой корки контакт вмещающих андезибазальтов и ультрабазитов резкий, без видимых изменений ксенолитов, часто с затеканием расплава между кристаллами оливина без следов реагирования фаз (рис. 9).

Существенно, что проявление подобных трещинных отложений из высокотемпературных газовых потоков в магматических системах фронтальной части сейсмофокальной зоны Курило-Камчатской вулканической дуги зафиксировано в участках наземной разгрузки вулканических флюидов с температурой газовой фазы около 1000°C (вулкан Мутновский) (Зеленский, 2003). Как следует из результатов изучения коллекций ксенолитов, проявление их конденсатов с указанным в (Шарапов и др., 2017б) составом на глубинах интенсивной сейсмичности 30–50 км в открытых трещинах литосферной мантии является обычным. При этом процессы конвективного преобразования базитов в земной коре фиксируются практически во всех больших эксплозивных

выбросах андезитовых вулканов (Кутыев, Шарапов, 1979; Колосков, 1999).

Уникальный по масштабам вынос ультрабазитовых пород проявлен только в ближнем к глубоководному желобу наземном Авачинском вулкане (Леонов, 2005), сформировавшемся в пределах широтной зоны глубинных разломов, разделяющих крупные блоки континентальной литосферы (Шарапов и др., 2019). В работе (Перепелов, 2014) показано, что магматические системы в вулканических дугах Камчатки проявляли активность циклически последние 46 млн лет, при этом в рассматриваемой структуре активность отмечается последние 26 млн лет (Шеймович и др., 2005). В течение этого времени можно предполагать проявление флюидной переработки мантийных пород в тектонизированной литосферной мантии под Авачинским вулканом, возраст которого составляет менее 10 тыс. лет (Базанова и др., 2004).

КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ МОДЕЛИ

Инфильтрационный метасоматоз и частичное плавление ультрабазитовых пород при тепломассопереносе под Авачинским вулканом

Количественные модели инфильтрационного метасоматоза были построены в рамках неравновесной термодинамики (Голубев, 1981; Балашов, Лихтнер, 1991; Шеплев, 1998). Однако в петрологии это направление практического применения не получило в силу отсутствия экспериментальных данных о кинетике реальных метасоматических реакций (Зарайский, 2007). В технологических задачах эксплуатации месторождений горячих подземных вод или нефтяных месторождений данное направление развивается успешно (Numerical ..., 2003). При исследовании динамики реальных эндогенных процессов большее распространение получили модели, построенные в рамках равновесной термодинамики. Наиболее последова-

Таблица 2. Составы кристаллов клинопироксенов в жилах выполнения в гарцбургитах

| Оксиды | Центральные части кристаллов | | | | | | | | | | | |
|--------------------------------|------------------------------|------|-------|------|-------|------|-------|------|-------|-------|-------------|------|
| | 1 | | 2 | | 3 | | 4 | | 5 | | вся выборка | |
| | х | σ | х | σ | х | σ | х | σ | х | σ | х | σ |
| SiO ₂ | 52.15 | 0.64 | 52.55 | 0.08 | 53.14 | 0.69 | 52.64 | 0.31 | 52.44 | 52.44 | 52.45 | 0.75 |
| Al ₂ O ₃ | 1.83 | 0.12 | 1.22 | 0.25 | 1.61 | 0.21 | 1.50 | 0.37 | 1.10 | 1.10 | 1.34 | 0.30 |
| FeO _t | 2.06 | 0.26 | 2.43 | 0.14 | 2.60 | 0.17 | 2.72 | 0.16 | 2.13 | 2.13 | 2.63 | 0.78 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.95 | 0.08 | 0.69 | 0.06 | 0.75 | 0.08 | 0.69 | 0.16 | 0.61 | 0.61 | 0.60 | 0.20 |
| MgO | 17.31 | 0.28 | 17.87 | 0.08 | 18.00 | 0.11 | 17.49 | 0.19 | 17.80 | 17.80 | 17.31 | 0.56 |
| CaO | 23.03 | 0.28 | 22.09 | 0.05 | 22.07 | 0.25 | 22.56 | 0.18 | 22.74 | 22.74 | 23.05 | 0.30 |
| <i>n</i> | 5 | | 3 | | 4 | | 7 | | 5 | | 31 | |

| Оксиды | Центральные части кристаллов | | | | | | | | | | | |
|--------------------------------|------------------------------|------|-------|------|-------|------|-------|------|-------------|------|---|---|
| | 1 | | 2 | | 3 | | 4 | | вся выборка | | | |
| | х | σ | х | σ | х | σ | х | σ | х | σ | х | σ |
| SiO ₂ | 52.44 | 0.42 | 52.64 | 0.31 | 52.75 | 0.50 | 52.15 | 0.64 | 52.53 | 0.50 | | |
| Al ₂ O ₃ | 1.10 | 0.22 | 1.50 | 0.37 | 1.45 | 0.32 | 1.83 | 0.12 | 1.45 | 0.35 | | |
| FeO _t | 2.13 | 0.21 | 2.72 | 0.16 | 2.53 | 0.18 | 2.06 | 0.26 | 2.48 | 0.51 | | |
| Cr ₂ O ₃ | 0.61 | 0.16 | 0.69 | 0.16 | 0.73 | 0.08 | 0.95 | 0.08 | 0.72 | 0.18 | | |
| MgO | 17.80 | 0.16 | 17.49 | 0.19 | 17.92 | 0.11 | 17.31 | 0.28 | 17.64 | 0.46 | | |
| CaO | 22.74 | 0.20 | 22.56 | 0.18 | 22.05 | 0.17 | 23.03 | 0.28 | 22.46 | 0.66 | | |
| <i>n</i> | 5 | | 7 | | 6 | | 5 | | 25 | | | |

Таблица 3. Состав амфиболов в корках и в друзовидных жилах выполнения

| Оксиды | Амфиболовые корки и жилки | | | | | | | | Корки и друзы в трещинах | | Жилы выполнения | |
|--------------------------------|---------------------------|------|-------|------|-------|------|-------|------|--------------------------|------|-----------------|------|
| | 1 | | 2 | | 3 | | 4 | | 5 | | 6 | |
| | х | σ | х | σ | х | σ | х | σ | х | σ | х | σ |
| SiO ₂ | 38.92 | 0.85 | 40.26 | 1.93 | 39.27 | 1.55 | 43.44 | 0.98 | 40.47 | 2.38 | 46.67 | 1.51 |
| TiO ₂ | 2.31 | 0.25 | 2.05 | 0.42 | 1.71 | 0.19 | 0.59 | 0.25 | 1.53 | 0.69 | 0.83 | 0.21 |
| Al ₂ O ₃ | 11.82 | 1.06 | 12.41 | 0.96 | 12.70 | 0.57 | 11.27 | 0.73 | 12.11 | 0.95 | 10.05 | 1.21 |
| FeO | 11.17 | 1.35 | 11.77 | 1.83 | 11.79 | 0.52 | 5.95 | 1.69 | 10.12 | 3.06 | 7.04 | 0.69 |
| MgO | 10.96 | 0.90 | 13.08 | 0.85 | 13.28 | 0.51 | 17.63 | 0.98 | 14.21 | 2.50 | 18.15 | 0.71 |
| CaO | 18.05 | 0.49 | 14.90 | 0.97 | 11.46 | 0.56 | 11.32 | 0.18 | 12.82 | 2.58 | 11.29 | 0.31 |
| Na ₂ O | 0.57 | 0.15 | 0.98 | 0.34 | 2.06 | 0.22 | 2.12 | 0.19 | 1.71 | 0.65 | 2.08 | 0.23 |
| <i>n</i> | 7 | | 5 | | 19 | | 13 | | 45 | | 50 | |

тельно данный подход реализован в работах научной школы И.К. Карпова (Карпов, 1981). В этих работах приведены методы исследования технологических процессов в проточных химических реакторах, развиты эффективные алгоритмы для расчетов многокомпонентных гетерофазных равновесий при описании стационарных флюидных систем (Зубков, 2005; Чудненко, 2010). Для описания неизотермической динамики эндогенных флюидных систем была разработана модификация ПК Селектор-С, учитывающая динамику отделения флюида при ретроградном кипении расплава и неизотермическую гидравлическую гидродинамику потока флюида, в котором могут появляться

и исчезать разные фазовые состояния (Шарапов и др., 2009а). В этой модификации гидродинамика коровых флюидных магматогенных систем моделируется в гидравлическом приближении. Моделирование рассматриваемых в настоящей работе мантийно-коровых флюидных систем и процессов конвективного теплопереноса проводится в рамках многоскоростной гидродинамики (Доровский, Перепечко, 1992; Perepetchko et al., 2016), особенности которой учтены при модификации ПК Селектор-С (Шарапов и др., 2019).

Наиболее сложной и требующей дальнейшего развития является модель декомпрессионного частичного плавления конвективно высокопро-

Таблица 4. Состав амфиболовых оторочек на контакте ксенолита и вмещающего андезибазальта

| Оксиды | 1 | | 2 | | 3 | | 4 | |
|--------------------------------|------|-------|------|-------|------|-------|------|-------|
| | х | σ | х | σ | х | σ | х | σ |
| SiO ₂ | 43.4 | 0.982 | 40.2 | 1.93 | 39.2 | 1.546 | 38.9 | 0.854 |
| TiO ₂ | 0.5 | 0.251 | 2.0 | 0.418 | 1.7 | 0.187 | 2.3 | 0.248 |
| Al ₂ O ₃ | 11.2 | 0.726 | 12.4 | 0.961 | 12.7 | 0.567 | 11.8 | 1.06 |
| FeO | 5.9 | 1.693 | 11.7 | 1.827 | 11.7 | 0.522 | 11.1 | 1.353 |
| MgO | 17.6 | 0.98 | 13.0 | 0.852 | 13.2 | 0.51 | 10.9 | 0.898 |
| CaO | 11.3 | 0.179 | 14.8 | 0.965 | 11.4 | 0.564 | 18.0 | 0.485 |
| Na ₂ O | 2.1 | 0.189 | 0.9 | 0.338 | 2.0 | 0.218 | 0.5 | 0.149 |
| <i>n</i> | 13 | | 5 | | 19 | | 7 | |

Таблица 5. Состав амфиболовых оторочек на контакте клинопироксенитового ксенолита и вмещающего андезибазальта и породообразующих амфиболов в образце клинопироксенита

| Оксиды | Оторочки <i>Amph</i> | | Породообразующие <i>Amph</i> | |
|--------------------------------|----------------------|-------|------------------------------|-------|
| | х | σ | х | σ |
| SiO ₂ | 40.4 | 2.382 | 46.6 | 1.513 |
| TiO ₂ | 1.5 | 0.685 | 0.8 | 0.212 |
| Al ₂ O ₃ | 12.1 | 0.949 | 10.0 | 1.208 |
| FeO | 10.1 | 3.062 | 7.0 | 0.692 |
| MgO | 14.2 | 2.501 | 18.1 | 0.71 |
| CaO | 12.8 | 2.576 | 11.2 | 0.309 |
| Na ₂ O | 1.7 | 0.648 | 2.0 | 0.233 |
| <i>n</i> | 45 | | 50 | |

гретых метасоматизированных ультрабазитовых пород при сейсмических событиях. Для рассматриваемой сейсмогенной области литосферы такая схема (Френкель, Кадик, 1982) может быть реализована по следующим причинам: 1) отсутствуют свидетельства развития фронтальных зон плавления метасоматизированных ультрабазитов от контактов с нагревающими магматическими телами (Morgan et al., 2008); 2) “рассеянное” локальное плавление сростков шпинели в контактах с метасоматическими зонами замещения оливина (образование *Орх-II* прожилков); 3) незначительные масштабы частичного плавления (только клинопироксена и частично ортопироксен-II) метасоматизированных ультрабазитов с отжиманием расплава в открытые трещины; 4) узкий диапазон температур объемного плавления $1150 < T < 1200^\circ\text{C}$ (Тимина и др., 2015). Согласно данным кривой плавкости слабогидратированных ультрабазитов (Katz et al., 2003), при указанной температуре степень плавления может составлять первые объемные проценты прогретого массива ультрабазитовых пород. Зафиксированное размещение микровыплавов в изученных образцах свидетельствует о том, что данный процесс проходил, возможно, во время эксплозий.

По данным изучения продуктов частичного плавления гарцбургитов потоками горячих восстановленных газов (Кузнецов и др., 2010), растворение шпинели в выплавках проходило при $T \sim 1200^\circ\text{C}$. В проведенных на установке ИЯФ СО РАН экспе-

риментах по воздействию электронных пучков высокой плотности на гарцбургиты (Шарапов и др., 2017а) была обнаружена перекристаллизация в краевых участках зерен шпинели около границы солидуса плавящихся гарцбургитов, где отделяется флюидная фаза (рис. 11). Сопоставление стекловатой фазы во включениях шпинели (табл. 6, 7) и составов кристаллов расплавленной шпинели (табл. 7) свидетельствуют о статистически близких содержаниях петрогенных компонентов с локальными вмещающими минералогическими средами. В оливинитах фиксируется присутствие переплавленной шпинели с расплавленными включениями в одной части сростков и отсутствие признаков плавления в другой. Учитывая приведенные температурные оценки для существующих одновременно фазовых состояний во включениях сростков шпинели и отсутствие широко проявленных зон плавления в *Орх-II* (вмещающих переплавленные сростки шпинели), можно предполагать наличие декомпрессионного плавления.

При рассмотрении модели декомпрессионного плавления возникает вопрос о реальности широких масштабов относительно однородно прогретых проницаемых зон в литосфере. Существующие данные о распределении теплового потока в рассматриваемом регионе (Михеева и др., 2017) указывают на преобладание конвективного механизма прогрета в земной коре по наиболее проницаемым зонам разломов (рис. 1), что, при наличии фронтальных зон конвективного прогрета

Таблица 6. Составы стекловатой фазы в расплавных включениях кристаллов шпинели

| Оксиды | 1 | | 2 | | 3 | | 4 | | 5 | | 6 | | 7 | | 8 | |
|--------------------------------|-------|----------|-------|----------|-------|----------|-------|----------|-------|----------|-------|----------|-------|----------|-------|----------|
| | x | σ |
| SiO ₂ | 60.80 | 2.48 | 63.41 | 0.33 | 65.57 | 0.60 | 61.73 | 0.01 | 63.29 | 63.29 | 64.51 | 0.14 | 64.03 | 0.74 | 66.00 | 0.57 |
| Al ₂ O ₃ | 27.63 | 1.24 | 27.95 | 0.36 | 26.51 | 0.73 | 26.07 | 0.67 | 28.35 | 28.35 | 28.00 | 0.05 | 27.43 | 0.18 | 26.49 | 0.50 |
| FeO | 1.99 | 0.63 | 1.26 | 0.12 | 1.04 | 0.26 | 1.94 | 0.44 | 1.12 | 1.12 | 0.98 | 0.00 | 1.25 | 0.26 | 1.02 | 0.21 |
| MgO | 1.87 | 0.13 | 1.47 | 0.19 | 1.44 | 0.55 | 3.37 | 2.83 | 1.58 | 1.58 | 1.01 | 0.05 | 2.03 | 0.63 | 1.33 | 0.37 |
| CaO | 3.90 | 0.23 | 4.14 | 0.30 | 4.22 | 0.47 | 4.80 | 3.05 | 3.36 | 3.36 | 3.64 | 0.13 | 4.38 | 0.06 | 4.32 | 0.30 |
| Na ₂ O | 1.00 | 0.11 | 1.34 | 0.25 | 0.82 | 0.31 | 1.31 | 0.41 | 2.03 | 2.03 | 1.69 | 0.23 | 0.89 | 0.07 | 0.84 | 0.29 |
| K ₂ O | | | | | | | | | 0.27 | 0.27 | 0.18 | 0.04 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.27 |
| Cr ₂ O ₃ | 2.81 | 1.42 | 0.43 | 0.17 | 0.39 | 0.10 | 0.77 | 0.50 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| n | 4 | | 5 | | 8 | | 2 | | 2 | | 2 | | 4 | | 10 | |

проницаемых областей, позволяет предполагать реализацию конвективного плавления (Кутыев, Шарапов, 1979). Следует отметить, что интервал температур гомогенизации расплавных включений в клинопироксенах и амфиболах из жильных образований близок к температурам образования локальных выплавок в участках скопления кристаллов шпинели. Следовательно, необходим анализ температурных условий формирования локальных выплавок из метасоматизированных

гарцбургитов шпинелевой фации как в рамках конвективного плавления, так и декомпрессионного плавления по схеме (Френкель, Кадик, 1982). Корректные математические модели разрядки напряжений с учетом механики сейсмогенных деформаций мантийных пород в сейсмофокальной зоне при наличии конвективного потока магматогенных флюидов отсутствуют. Поэтому масштабы локального плавления метасоматизированных гарцбургитов для интерпретации результатов изучения структуры и состава жильных образований $Cr_x \pm Amph, Gl$ (рис. 7, табл. 1–3) могут быть оценены на основе модели конвективного прогрева метасоматизируемых ультрабазитов под Авачинским вулканом без учета сейсмогенных факторов (см. ESM_1.pdf в Suppl. 1)².

Качественные модели частичного плавления ультрабазитов

Качественные модели частичного плавления ультрабазитов под Авачинским вулканом в рамках модели инфильтрационного магматического метасоматоза представлены в работах (Halama et al., 2009; Ionov, 2010; Ishimasu et al., 2007), в которых рассматривается фильтрация магматогенных флюидов. Обсуждение особенностей петрохимических изменений состава и структурных форм изученных выплавок, термодинамических условий развития и масштабов проявления частичного плавления должно основываться на диаграмме плавления гидратированных ультрабазитов (Katz et al., 2003) с использованием корректной модели конвективного прогрева трещиноватых ультрабазитов. Обработка коллекции ксенолитов в настоящей работе показывает наличие четырех кластеров в составе шпинели (табл. 7), содержащей до 13 кластеров составов стекловатых включений (табл. 8). В одном кристалле шпинели может быть

² Математическая модель конвективного прогрева исследуемых пород и результаты численных экспериментов приведены в Suppl. 1, ESM_1.pdf к русской и английской онлайн-версиям статьи на сайтах <https://elibrary.ru/> и <http://link.springer.com/> соответственно.

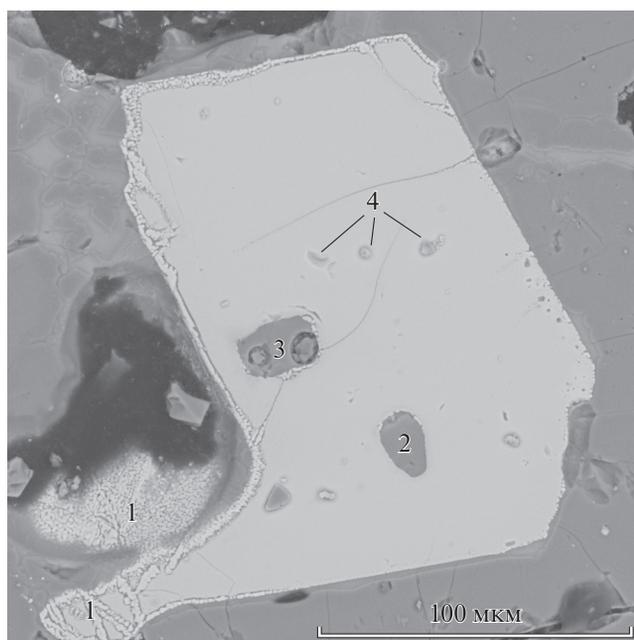


Рис. 11. Разложение мелкого кристалла шпинели с формированием более хромистого состава и реакционные оторочки (1) разложения в более крупном кристалле шпинели на расстоянии 40 мкм от границы плавления гарцбургита электронным пучком. В кристалле присутствуют расплавные (2) и (3) и газовые (4) включения. На расстоянии более 1 см от зоны плавления изменений и признаков перекристаллизации в аналогичных кристаллах шпинели не обнаружено.

Таблица 7. Содержание петрогенных компонентов в кристаллах шпинели в изученной коллекции ультрабазитов

| Оксиды | 1 | | 2 | | 3 | | 4 | | Вся выборка | |
|--------------------------------|-------|------|-------|------|-------|------|-------|------|-------------|------|
| | х | σ | х | σ | х | σ | х | σ | х | σ |
| SiO ₂ | 52.44 | 0.42 | 52.64 | 0.31 | 52.75 | 0.50 | 52.15 | 0.64 | 52.53 | 0.50 |
| Al ₂ O ₃ | 1.10 | 0.22 | 1.50 | 0.37 | 1.45 | 0.32 | 1.83 | 0.12 | 1.45 | 0.35 |
| FeO _t | 2.13 | 0.21 | 2.72 | 0.16 | 2.53 | 0.18 | 2.06 | 0.26 | 2.48 | 0.51 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.61 | 0.16 | 0.69 | 0.16 | 0.73 | 0.08 | 0.95 | 0.08 | 0.72 | 0.18 |
| MgO | 17.80 | 0.16 | 17.49 | 0.19 | 17.92 | 0.11 | 17.31 | 0.28 | 17.64 | 0.46 |
| CaO | 22.74 | 0.20 | 22.56 | 0.18 | 22.05 | 0.17 | 23.03 | 0.28 | 22.46 | 0.66 |
| <i>n</i> | 5.00 | | 7.00 | | 6.00 | | 5.00 | | 25.00 | |

2–3 кластера составов стекловатой фазы, как и составов содержащей их кристаллической фазы. Как показали эксперименты с нагревом содержащих шпинель ультрабазитов из ксенолитов Авачинского вулкана на установке высокоплотных пучков электронов в ИЯФ СО РАН (Шарапов и др., 2017а), кристаллы шпинели за границей солидуса разлагаются при воздействии горячих флюидов, отделяющихся на границе солидуса (рис. 11). Это не согласуется с предположением об особой роли шпинели в ксенолитах ультрабазитов как устойчивом к механическим и температурным возмущениям контейнере, хранящем минералогическую информацию о предшествующей геодинамической истории изверженной или метаморфической породы.

Исследование состава газовой фазы (Шарапов и др., 2017б), температур гомогенизации и состава флюидных включений (Тимина и др., 2015) позволяет предполагать, что описанные выше (см. рис. 4, 5) виды плавления метасоматизированных ультрабазитов проходили в узком интервале $1150 < T < 1200^\circ\text{C}$. Интервал состоит из температур гомогенизации флюидных включений в оливинах и ортопироксенах, а также температур гомогенизации нормальных расплавных включений в клинопироксенах, амфиболах и шпинелях (Шарапов и др., 2017б; Кузнецов, 2013). Верхний интервал температур устойчивости шпинели при конвективном прогреве ультрабазитовых пород получен и при проведении экспериментов с породами ксенолитов Авачинского вулкана при воздействии горячих восстановленных газов на проточной установке в ИТФ СО РАН (Кузнецов и др., 2010). Учитывая реальные масштабы декомпрессионного плавления шпинели с сопутствующей стекловатой фазой в гарцбургитах на диаграмме плавкости из (Katz et al., 2003), рассматриваемый случай отвечает области диаграммы $T-P-F_{\text{liq}}$ с температурой ниже 1250°C . Эта часть диаграммы недостаточно корректна в настоящее время для построения модели конвективного прогрева и неизотермического инфильтрационного метасоматоза (Шарапов и др., 2017б).

Можно полагать, что масштабы и формы частичного плавления метасоматизированных ультрабазитов под Авачинским вулканом в области сейсмо-

генной тектонизации этих пород в рассматриваемой части сейсмофокальной зоны определяются термодинамическими характеристиками динамики теплообмена в рамках модели конвективного прогрева проницаемой зоны, питающей Авачинский вулкан. Поскольку оценка масштаба плавления для данного интервала температур на основе диаграммы плавкости рассматриваемых пород невозможна, предельные масштабы плавления метасоматизированных гарцбургитов можно оценить по суммарным содержаниям в них пироксенов, амфиболов и шпинели. Оценка минерального состава измененных при метасоматозе гарцбургитов шпинелевой фации (Шарапов и др., 2017б) и проведенные численные эксперименты (рис. 12) позволяют предполагать предельные величины объемной доли расплава $F_{\text{liq}} \sim 0.1-0.15$. В численных экспериментах по предложенной модели (см. Suppl. 1) начальные температуры флюида T_0 задавались в диапазоне от 1100 до 1250°C . Для всех вариантов получены метасоматические колонки, характеристики которых соответствуют таковым в работе (Шарапов и др., 2017б). Судя по составу стекловатой фазы во включениях кристаллов шпинели, метасоматоз гарцбургитов в участках локального плавления связан с привнесением расплавами-рассолами Ca, K, Na, Si в участки замещения оливина ортопироксеном. При этом во флюиде наблюдаются наиболее высокие содержания Ca и Si при минимальных количествах K. В связи с этим показателен состав стекловатой фазы как во включениях в шпинели, так и во вмещающих кристаллы шпинели стекловатых оторочках (рис. 2, 4; табл. 6, 7).

Наблюдаемые в крупных ксенолитах жилевидные проявления выплавов (верлиты по (Колосков, 1999)) не выходят за пределы приведенной оценки (Тимина и др., 2015). Однозначного свидетельства в пользу механизма конвективного плавления по модели В.С. Голубева (Голубев, 1981) как возможного механизма плавления данной минеральной фракции метасоматизированных пород нет. Однако образование трещин при сильных сейсмических событиях могло способствовать частичному декомпрессионному плавлению в области максимального локального превышения температуры солидуса T_{sol} в участках разрушения сплошности

Таблица 8. Состав стекловатых образований на поверхности образца пироксенита, полученный при прогреве породы потоком восстановленных газов, $T = 1200^{\circ}\text{C}$

| Оксиды | 1 | | 3 | | 4 | | 5 | | 6 | | Вся выборка | |
|--------------------------------|-------|------|-------|------|-------|------|-------|------|-------|------|-------------|------|
| | х | σ | х | σ | х | σ | х | σ | х | σ | х | σ |
| SiO ₂ | 54.16 | 1.41 | 69.62 | 1.05 | 65.20 | 0.72 | 66.16 | 2.02 | 60.52 | 0.49 | 62.12 | 4.48 |
| Al ₂ O ₃ | 37.46 | 1.91 | 23.70 | 0.48 | 24.80 | 0.58 | 26.09 | 0.64 | 28.62 | 2.04 | 28.41 | 4.04 |
| FeO _t | 2.30 | 0.72 | 1.25 | 0.43 | 4.28 | 0.77 | 1.75 | 1.07 | 3.07 | 1.00 | 3.04 | 2.39 |
| MgO | 1.16 | 0.39 | 0.68 | 0.69 | 1.48 | 0.52 | 0.73 | 0.28 | 1.21 | 0.76 | 1.17 | 0.84 |
| CaO | 1.87 | 1.57 | 1.89 | 0.45 | 1.00 | 0.33 | 1.57 | 0.66 | 3.80 | 1.67 | 1.96 | 1.31 |
| Na ₂ O | 1.55 | 0.33 | 1.26 | 0.42 | 1.11 | 0.18 | 1.64 | 0.57 | 1.09 | 0.22 | 1.52 | 0.76 |
| K ₂ O | 1.50 | 0.63 | 1.62 | 0.15 | 2.13 | 0.55 | 2.06 | 0.27 | 1.69 | 1.12 | 1.78 | 0.58 |
| <i>n</i> | 3 | | 2 | | 4 | | 5 | | 5 | | 33 | |

Примечание. В стекловатой фазе отсутствует Ti.

пород при разрядке напряжений. Дополнительными свидетельствами в пользу декомпрессионного механизма плавления является зональность составов (появление амфибола в центральной части жил выполнения) и наличие интерстициальных стекловатых обособлений в клинопироксенах и амфиболах. В изученных ксенолитах в кристаллах ортопироксена отсутствуют округлые сквозные поры, заполненные вспененным стеклом и содержащие стекловатые пленки, а на поверхности кристаллов оливина нет следов травления (Стенина, 1985). Изложенные признаки свидетельствуют в пользу предположения о том, что эти события проходили перед началом извержения без признаков воздействия потока недонасыщенной петрогенными компонентами газовой фазы (Рябцев и др., 2011). Однако конвективный прогрев большого массива ультрабазитовых пород до температур частичного плавления метасоматизированных гарцбургитов должен быть реализован. Если источником таких флюидов мог быть магматический очаг андезибазальтов, то температура его ретроградного кипения должна быть ниже 1200°C (Шарапов и др., 2009а). Следовательно, должен существовать такой механизм конвективного прогрева метасоматизируемых ультрабазитовых пород, при котором реализуется возрастание температуры по мере его фильтрации по проницаемой зоне над питающим магматическим очагом.

Численное моделирование конвективного теплопереноса над магматическими источниками флюидов

В основе развиваемых моделей динамики конвективного теплопереноса под вулканами лежат методы термодинамики открытых неравновесных систем (Гуров, 1978) в применении к моделированию палеоэндогенных процессов (Доровский и др., 1998). Применение этого подхода для описания петрогенетических и рудообразующих процессов, сопряженных с магматическими системами, изложено в (Шарапов и др., 2009а). Динамическая модель процессов фронтального равно-

весного инфильтрационного метасоматоза в породах литосферной мантии представлена в (Шарапов и др., 2015). Теория гетерофазных флюидных систем для рассматриваемых процессов приведена в Suppl. 1 (Perepechko, 2016).

Численное моделирование конвективного теплопереноса проводилось для системы, параметры которой приведены в таблицах в Suppl. 1. Результаты расчетов, отражающие динамику скоростей фаз, давления и температуры в фильтрующемся потоке магмогенного флюида представлены на рис. 13а, 13б. В многорезервуарную модель ПК Селектор-С для последующего геохимического анализа (Чудненко, 2010; Шарапов и др., 2019) передаются значения температуры, давления, соответствующие каждому из резервуаров (см. рис. 16 в Suppl. 1). Таким образом, можно оценить широкий интервал давления и температуры во всех частях проницаемых зон под вулканами для любого источника мантийных флюидов (Шарапов и др., 2017б). Поскольку в модели используется принцип о равноступности точек в объеме реактора и мгновенной скорости взаимодействия фаз (Коржинский, 1982), то полученные оценки масштабов преобразования отвечают максимальным величинам и скоростям гетерофазных взаимодействий. Следовательно, оценку масштаба декомпрессионного плавления на основе модельных и реальных составов метасоматизированных ультрабазитов следует считать максимальной.

Особенностью рассмотренной динамики теплопереноса в таких системах является возможность возрастания температуры по потоку при некоторых параметрах проницаемости. При температуре ретроградного кипения порядка 1100°C в очаге андезибазальтового расплава температура прогрева ультрабазитовых пород над его кровлей может повышаться до 1200°C . Это может привести, при сейсмогенном снижении давления в какой-то части разреза мантийных пород из-за разрядки напряжения, к реализации локальных условий частичного или полного плавления в некоторых

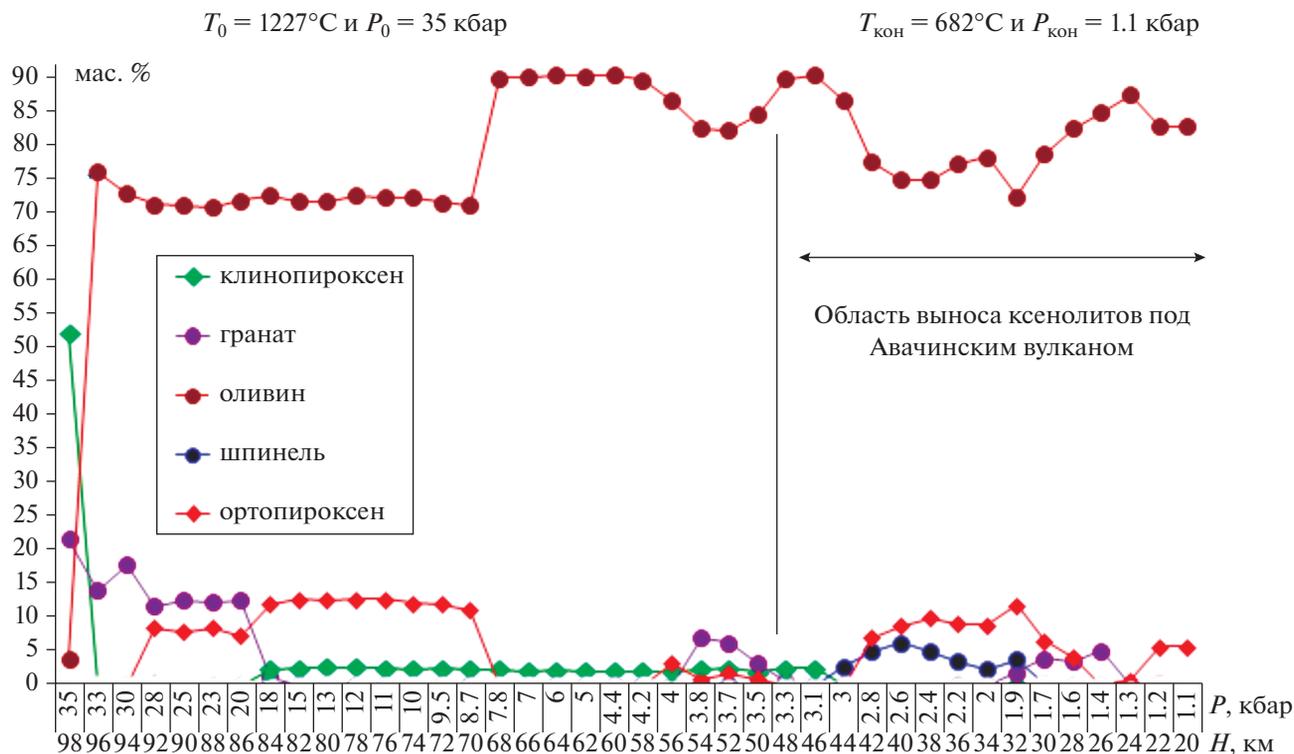


Рис. 12. Пример зонального строения колонны пород метасоматизированной литосферной мантии над магматическим очагом под Авачинским вулканом. Вариант слабого влияния межфазного трения при высоком значении температуры магматогенного флюида при отделении от расплава. Здесь T_0 , P_0 , $T_{\text{кон}}$, $P_{\text{кон}}$ — температуры и давления во флюиде в начальном и конечном резервуарах (см. рис. 16 в Suppl. 1), что соответствует глубинам 98 и 20 км.

зонах метасоматизированных гарцбургитовых пород (Тимина и др., 2015).

ЗАПОЛНЕНИЕ ОТКРЫТЫХ ТРЕЩИН КЛИНОПИРОКСЕНАМИ И АМФИБОЛАМИ ПРИ КОНДЕНСАЦИИ ГАЗОВОЙ ФАЗЫ

Объяснение природы друзовидных заполнений открытых трещин кристаллами клинопироксена (рис. 8) и амфибола (рис. 7), содержащих расплавные и газовые включения, по указанным признакам не противоречит модели ПЖК (Гиваргизов, 1977; Артемьев, 2016). Характерно, что средневзвешенные составы клинопироксенов в жилах выполнения и в друзовидных выделениях в открытых трещинах весьма близки (табл. 1–3). При этом вариации составов минералов первых и вторых кластеров различаются существенно (рис. 14а, 14б). Особенности тренда для первых кластеров отмечены выше. Вторым кластерам соответствуют характерные ряды составов, свидетельствующие о наличии случайных вариаций концентраций петрогенных компонентов в локальных условиях роста кристаллов, что отражается в величинах дисперсий всех петрогенных компонентов (табл. 3).

Наличие изменения составов пленок вспененного стекла, как и присутствие в ассоциации с ам-

фиболом магнетита и плагиоклаза в амфиболовых корках, также не противоречит схеме ПЖК. Морфологические аналоги данной схемы для ультрабазитовых, базитовых и гранитоидных пород были получены в экспериментах с образцами ксенолитов ультрабазитов на установке генерации электронных пучков высокой плотности (Шарапов и др., 2017а). В них реализованы условия интенсивного кипения перегретого расплава. Отделяющаяся при кипении ультрабазитового или базитового расплава газовая фаза конденсировалась на металлических и стеклянных экранах с образованием пленок ортопироксенового состава, а при закалке самой вспененной жидкости кристаллизовались плоские дендриты оливина и ортопироксена (рис. 15). Для гранитоидных пород были проведены эксперименты с использованием нагрева полированной поверхности породы лазером (ЛК-500 — иттербиевый волоконный непрерывной мощности) с формированием кипящего слоя жидкости с температурой около 1500°C. Вокруг области кипения на поверхности породы формируется высококремниевый конденсат. Аналогичный процесс зафиксирован на металлических экранах. Теория такого рода явлений в современных технологиях получения жидких пленок и кристаллов (Рябцев и др., 2011) предполагает знание экспериментально определяемых кинетических параметров, измерение ко-

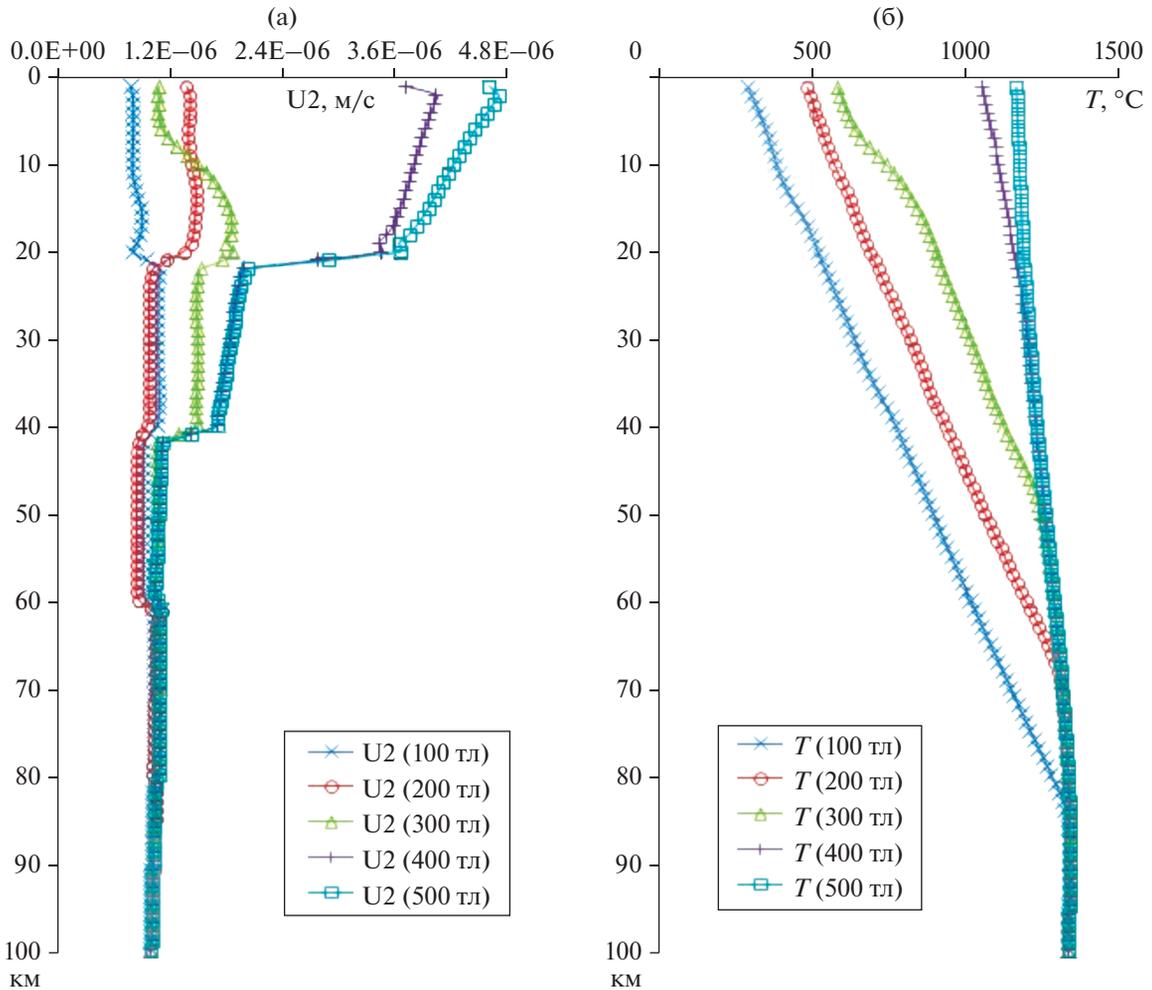


Рис. 13. (а) Эволюция скорости (вертикальная компонента) потока магматогенного флюида в проницаемой зоне для начальной температуры T_0 , соответствующей таковой на рис. 12 (в тыс. лет). (б) Эволюция распределения температуры в потоке магматогенного флюида в проницаемой зоне для T_0 , соответствующей таковой на рис. 12 (в тыс. лет).

торых на использованных авторами установках трудно реализуемо. Поэтому можно говорить только о качественных аналогиях. В цитированных работах показаны все известные морфологические аналоги процесса роста из газовой фазы в изверженных и в метасоматических породах (Шарапов и др., 2009а). Можно полагать, что при наличии ретроградно кипящего расплава в питающем вулкан магматическом очаге механизм ПЖК является эффективным в качестве процесса формирования минеральных заполнений сейсмогенных трещин в литосферных породах при конденсации отделяющейся газовой фазы. Результаты данного процесса зафиксированы в открытых трещинах при температурах, соответствующих температурам гомогенизации нормальных расплавов включений в пироксенах и амфиболах, описанных в ультрабазитовых ксенолитах. Такие процессы исследовались на действующих вулканах Камчатки и Курильской островной дуги (Коржинский и др., 1999; Зеленский, 2003).

ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ СОСТАВА МИНЕРАЛОВ И СТЕКЛОВАТОЙ ФАЗЫ В МОДЕЛЯХ ЧАСТИЧНОГО ПЛАВЛЕНИЯ МЕТАСОМАТИЗИРОВАННЫХ ГАРЦБУРГИТОВ

Основная проблема при интерпретации полученных данных о составе клинопироксена и амфибола в жилевидных образованиях по предполагаемым механизмам плавления связана, с одной стороны, с отсутствием экспериментальных данных о различиях составов исходных жидких фракций, образующихся при объемном (при декомпрессии) и направленном (при конвекции) плавлении; с другой стороны, с отсутствием петрографических свидетельств проявления фронтального или локального конвективного плавления вдоль стенок трещин. В образцах ксенолитов зафиксированы только выдавленные в трещины вылавки, формирующие мелкие жилевидные образования. Это недостаточно для обсуждения количественных параметров петрогенезиса описанных пород. Можно

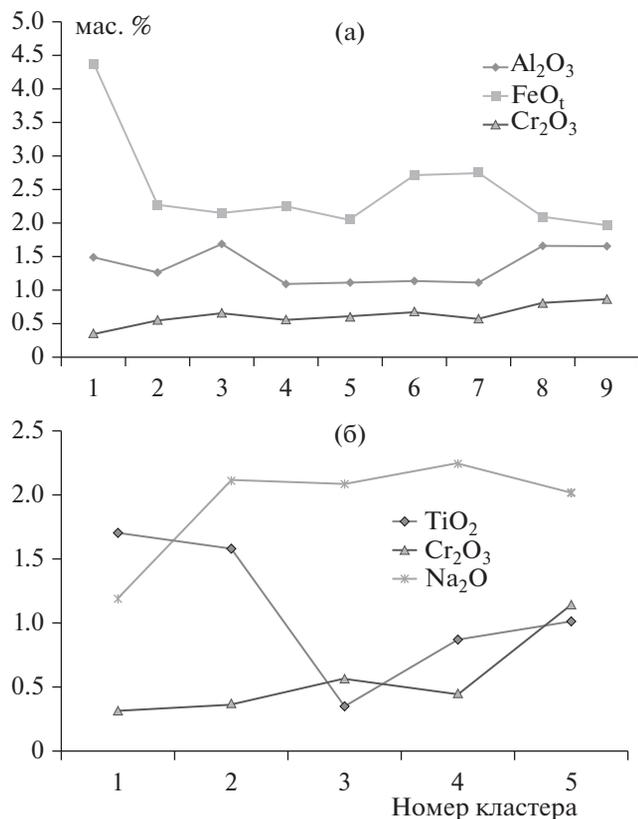


Рис. 14. (а) Вариации содержаний петрогенных компонентов в кластерах составов кристаллов, характерные для отложений компонентов из газовой фазы при кристаллизации клинопироксена в открытых трещинах. (б) Вариации содержаний петрогенных компонентов в кластерах составов кристаллов, характерные для отложения компонентов из газовой фазы при кристаллизации амфибола в корках.

лишь предполагать, что после образования выплавки внедрялись из области декомпрессии в открытые трещины. Данное предположение следует из того факта, что в таких телах отсутствуют контактные оторочки. При этом размеры кристаллов в объеме жил заполнения при направленной кристаллизации внедренного расплава практически однородны, а краевые зоны кристаллов отличаются по составу от центральных участков. В центральных участках некоторых жилovidных тел появляются кристаллы амфибола, что закономерно при направленной котектической кристаллизации со снижением температуры в трещинной полости. Кроме того, в предлагаемой схеме направленной кристаллизации таких жил выполнения неясна природа следующих особенностей стекловатых образований и кристаллов в клинопироксенах: частое присутствие интерстициальных стекловатых образований (табл. 8); достаточно широкий диапазон колебаний состава стекол в расплавных включениях, в котором минимальные значения кремнезема оказались ниже, чем его содержание в минерале-хозяине; высокое содержание кремнезема во включе-

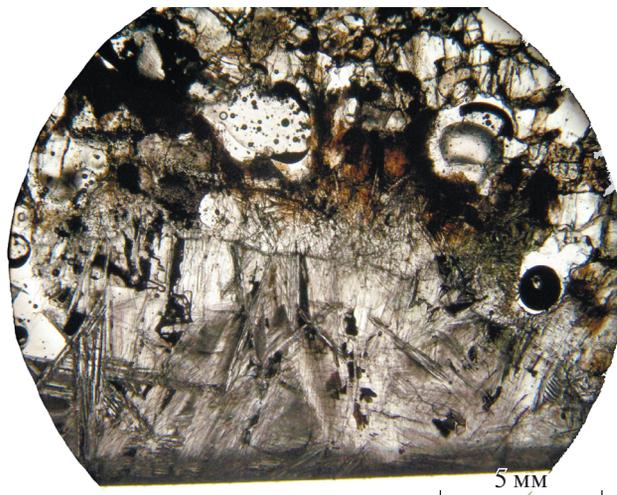


Рис. 15. Плоские дендриты оливина и ортопироксена, образующиеся при мгновенной заалке кипящего под воздействием электронного пучка гарцбургита ($T \sim 10^{40}C$). По фазовым соотношениям процесс аналогичен процессу кристаллизации из газовой фазы.

ниях статистически ниже, чем в интерстициальной стекловатой фазе; содержание кристаллических включений амфибола в зернах клинопироксена и отсутствие дочерних выделений в нормальных расплавных включениях.

Было обнаружено возрастание содержания и изменение соотношения соединений в газовой фазе в ряду флюидогенных преобразований ультрабазитов и в продуктах частичных выплавов (Кузнецов и др., 2010; Шарапов и др., 2017б). Неясна роль исходного состава флюидной фазы в формировании локального состава расплава, образующегося в ходе декомпрессионного плавления при изменении состава жидкой и кристаллической фаз в минеральных парагенезисах, обусловленных плавлением сростков шпинели и кристаллических включений, формирующих жилovidные образования. При этом статистические характеристики состава клинопироксенов и амфиболов, формировавшихся по разным механизмам, существенно отличаются: для пироксенитов из жилovidных тел они отвечают известному тренду направленной кристаллизации (Киргинцев и др., 1997); для друзовидных заполнений открытых трещин отсутствуют какие-либо тренды между петрогенными компонентами, которые характеризуются значимыми линейными корреляциями с $r \geq 0.6$.

Правдоподобность сделанных выше предположений о механизмах и возможных масштабах частичного плавления в метасоматизированных гарцбургитах в интервале температур 1150–1200°C были проверены в эксперименте. В проточном реакторе ИТФ СО РАН были прогреты образцы оливинитов, гарцбургитов и пироксенитов. Прогрев осуществляли потоками восстановленных газов в

интервале температур 800–1200°C (Кузнецов и др., 2010), который отвечает интервалу конвективно-го прогрева в рамках развитой модели (табл. 8). При использованной технологии проведения экспериментов продукты частичного плавления после закалки фиксируются на поверхности и внутри нагреваемых кубиков породы в форме пузыристой стекловатой среды, аналогично вспененной стекловатой фазе в изученных образцах ксенолитов. Такие стекловатые среды были получены в образцах гарцбургита и пироксенита при температуре потока газа 1200°C. Результаты удовлетворительно согласуются с данными определения температуры гомогенизации флюидных и нормальных расплавных включений в *OI*, *Orx*, *Spx*, *Spl*, *Amph* (Тимина и др., 2015).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Рассмотренные процессы метасоматоза пород мантийного клина относятся к явлениям, подобным дебазификации ультрабазитов при воздействии метасоматизирующих флюидов из магматических источников в земной коре, т.е. формально характер этих процессов аналогичен образованию родингитов в земной коре (Жариков и др., 1998). Для коровых родингитов Камчатки описаны случаи формирования как из метаморфогенных, так и магматических источников (Селиверстов, Осипенко, 1998). Среди описанных метасоматических пород земной коры (Жариков и др., 1998) выделенный в (Ishimaru, Arai, 2011) тип метасоматоза неизвестен. С одной стороны, как было показано в (Шарапов и др., 2017б), он состоит в преобладании “ортопироксенизации” оливина, завершающейся своеобразным частичным плавлением. С другой стороны, в разнородных проявлениях родингитов Камчатки установлены как разные типы зональности метасоматических колонок, так и их переплавления (Селиверстов, Осипенко, 1998). Среди метасоматизированных ультрабазитов в ксенолитах Авачинского вулкана нет их полных аналогов. Таким образом, рассматриваемый процесс метасоматического преобразования некоторой части пород мантийного клина является или незавершенной частью локальной метасоматической колонки, или закономерной динамической частью развивающейся флюидной системы, которая не имеет динамического аналога в коровых магматических системах.

Следует обратить внимание на следующие характерные особенности рассматриваемого феномена: 1) преобладание околотрещинного метасоматоза, многократное пересечение трещин со сходной минерализацией; 2) отсутствие ясно проявленной последовательности метасоматических зон в массивных образцах гарцбургитов; 3) наличие четкого тренда возрастания температуры флюидных воздействий, фиксируемых в крупных образцах на стадиях, которые заканчиваются образованием друзовых оторочек амфибола с плагиоклазом, клинпироксеном, иногда с оливином, а также

“примазок” кислых стекловатых пен. Фрагменты этих образований наблюдаются в лавовых андезитовых корках на поверхности ксенолитов. Таким образом, имеют место относительно кратковременные стадии сейсмогенного отделения флюидов от мало-глубинного магматического очага, питающего данный вулкан, которые заканчиваются выносом обломков при извержениях. Землетрясения, как триггеры вулканических и гидротермальных процессов, описаны и показаны для зон сейсмичности (Watt et al., 2009; van der Elst et al., 2013). Именно такой динамической обстановкой можно объяснить многостадийность метасоматического процесса с развитием только начальной стадии дебазификации ультрабазитов, вид температурного тренда и предельные значения температурного воздействия флюидов на породы мантийного клина и земной коры. Такая циклическая динамика флюидных процессов магматических очагов вытекает из развитой в работе (Николаевский, 1996) особенности флюидодинамики в сейсмически активных участках мантийного клина. Другим объяснением природы описанного процесса метасоматоза ультрабазитов мантийного клина под Авачинским вулканом может быть специфичность гидродинамики двухуровневой глубинной магматической или метаморфогенной флюидной системы, в которой есть нижняя область компактирования и верхняя высокопроницаемая трещиноватая область. Такие количественные динамические модели гидродинамики построены, также проведено их совмещение с моделью проточного реактора (Шарапов и др., 2019).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Описанные явления метасоматоза в ксенолитах ультрабазитов из эксплозивных извержений Авачинского вулкана относятся преимущественно к начальным стадиям дебазификации ультрабазитов магматогенными флюидами, поступавшими из вторичного очага плавления, возникшего в мантийном клине в шпинелевой фации глубинности. Возможно, среди метасоматизированных пород присутствуют обломки более ранних метасоматитов, относящихся к внешним уровням метасоматических колонок, связанных с более глубинными магматическими источниками. В тех и в других присутствуют только минеральные ассоциации слабой дебазификации, отвечающие уровням конвективного прогрева ниже 1150°C. В эксплозивных продуктах вулканов фронтальной зоны присутствуют или глубоко перекристаллизованные при температурах порядка 1000–1100°C породы различной степени дифференциации базитовых интрузий (Кутыев, Шарапов, 1979), или описанные выше ультрабазиты корово-мантийной смеси (Колосков, 1999).

Процессы декомпрессионного плавления, по-видимому, связаны с отдельными циклами развития фильтрации магматогенных флюидов, при которых реализуются более высокотемпературные уровни прогрева порядка 1200°C. В таких случаях

возможны явления слабовыраженного декомпрессионного плавления метасоматизируемого трещиноватого массива пород под Авачинским вулканом.

Механизм пар—жидкость—кристалл, приводящий к отложению в трещинах амфиболовых корок, связан с ретроградным кипением кристаллизующегося расплава в питающем Авачинский вулкан магматическом очаге. В интервале температур 1100—1200°C никаких процессов инфильтрационного магматического метасоматоза ультрабазитовых пород не может быть реализовано из-за отсутствия в питающих вулканы магматических очагов перегретых расплавов, что подтверждается анализом имеющихся образцов. В исследованном массиве ксенолитов не встречается структурно-минералогических признаков как фильтрации магматических жидкостей, так и диффузионной реакционной зональности расплав—порода.

В сейсмоактивной области под вулканами возможно проявление комплекса процессов тепло-массообмена: растворение, отложение из газовой фазы, околотрещинный метасоматоз с локальным плавлением, частичное объемное декомпрессионное плавление. Эти явления достаточно широко представлены в тектонизированной литосфере под Авачинским вулканом.

Благодарности. Авторы выражают благодарность сотруднику ИВГ ДВО РАН Р.Л. Дунину—Барковскому; сотрудникам ИГМ СО РАН М.П. Гора, С.В. Ковязину, С.З. Смирнову, Т.Ю. Тиминной, В.П. Чупину, А.Я. Шевко за возможность исследования флюидогенного преобразования мантийных пород под Авачинским вулканом; И.В. Ащепкову, М.П. Мазурову, В.В. Рябову, В.А. Фалееву за обсуждение работы; Н.С. Карманову и М.В. Хлестову за качественные данные о минеральном составе образцов. Авторы выражают признательность В.П. Логачеву и сотрудникам лаборатории электронной сварки ИЯФ СО РАН за проведение исследований на уникальных установках. Авторы признательны рецензентам, чьи замечания способствовали ясности представления результатов.

Источники финансирования. Работа выполнена по Государственному заданию ИГМ СО РАН при частичной финансовой поддержке грантов РФФИ № 16-05-00625, № 19-05-00788.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Абкадыров И.Ф., Букатов Ю.Ю., Геранин К.О. Результаты микросейсмического зондирования в районе Авачинского вулкана // Природная среда Камчатки. Материалы XIII региональной молодежной научной конференции. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2004. С. 103—114.

Артемьев С.Р. Анализ существующих представлений о традиционных методах выращивания металлических нитевидных кристаллов. Осаждение вещества из газовой фазы // Технологический аудит и резервы производства. 2016. Т. 3. № 3(29). С. 34—37.

Базанова Л.И., Брайцева О.А., Мелекесцев И.В., Сулержицкий Л.Д. Катастрофические извержения Авачинского вулкана (Камчатка) в голоцене: хронология, динамика, геоморфологические и экологические эффекты, долгосрочный прогноз // Вулканология и сейсмология. 2004. № 6. С. 3—8.

Балашов В.Н., Лихтнер П.Ч. Исчезающие зоны в инфильтрационной метасоматической зональности // Докл. АН СССР. 1991. Т. 321. С. 1242—1246.

Включения в вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги. М.: Наука, 1978. 222 с.

Гиваргизов В.И. Рост нитевидных и пластинчатых кристаллов из пара. М.: Наука, 1977. 303 с.

Голубев В.С. Динамика геохимических процессов. М.: Недра, 1981. 208 с.

Гонтовая Л.И., Попруженко С.В., Низкоус И.В. Верхняя мантия Камчатки: глубинная модель и связь с тектоникой // Тихоокеанская геология. 2008. Т. 27. № 2. С. 80—91.

Гуров К.П. Феноменологическая термодинамика необратимых процессов. М.: Наука, 1978. 126 с.

Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Кулаков И.Ю., Котляров А.В. Проблемы фильтрации флюидов и расплавов в зонах субдукции и общие вопросы теплофизического моделирования в геологии // Геология и геофизика. 2017. Т. 68. № 5. С. 702—719.

Доровский В.Н., Перепечко Ю.В. Феноменологическое описание двухскоростных сред с релаксирующими касательными напряжениями // Прикладная механика и техническая физика. 1992. № 3. С. 56—62.

Доровский В.Н., Перепечко Ю.В., Шарапов В.Н. Некоторые проблемы математического моделирования при описании развития магматической и рудно-магматической систем // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 11. С. 1529—1538.

Жариков В.А., Русинов В.П., Маракушев А.А. Метасоматизм и метасоматические породы. М.: Научный мир, 1998. 492 с.

Зарайский Г.П. Эксперимент в решении проблем метасоматизма. М.: ГЕОС, 2007. 135 с.

Зеленский М.Е. Транспорт элементов и условия минералообразования в зонах разгрузки высокотемпературных фумарол на вулкане Мутновский (Камчатка). Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск: ОИГМ СО РАН, 2003. 20 с.

Зубков В.С. Термодинамическое моделирование системы С—Н—N—O—S в P—T условиях верхней мантии. Иркутск: Изд-во Иркут. ун-та, 2005. 180 с.

Карпов И.К. Физико-химическое моделирование на ЭВМ в геохимии. Новосибирск: Наука, 1981. 246 с.

Киргинцев А.Р., Исаенко Л.И., Исаенко В.А. Распределение примеси при направленной кристаллизации. Новосибирск: Наука, 1997. 254.

Колосков А.В. Ультраосновные включения и вулканисты как саморегулирующаяся геологическая система. М.: Научный мир, 1999. 220 с.

Колосков А.В., Гонтовая Л.И., Попруженко С.В. Верхняя мантия Камчатки в изотопно-геохимических аномалиях, роль астеносферного диапиризма // Тихоокеанская геология. 2014. Т. 33. № 3. С. 3—13.

Коржинский Д.С. Теория метасоматической зональности. М.: Наука, 1982. 104 с.

Коржинский М.А., Ткаченко С.И., Булгаков Р.Ф., Шмулович К.И. Изучение процессов рудо- и минералообразования из высокотемпературных фумарольных газов

- на вулкане Кудрявый, остров Итуруп, Курильские острова // Геохимия. 1999. № 4. С. 410–422.
- Кузнецов Г.В., Шарапов В.Н., Фалеев В.А. Оценка составов остаточных расплавов в ультрабазитах мантийного клина под вулканами Авачинской группы методом нагревания потоком восстановленных газов // Тез. докл. XVI Российского совещания по экспериментальной минералогии. Черноголовка: ИЭМ, 2010. С. 60–61.
- Кузнецов Г.В. Состав газовой фазы минералов перидотитовых ксенолитов Авачинского вулкана как показатель флюидного режима шпинеливой фации надсубдукционного мантийного клина // Материалы конференции “Проблемы освоения недр”. Томск: ТГТУ, 2013. С. 127–128.
- Кутыев Ф.Ш., Шарапов В.Н. Петрогенезис под вулканами. М.: Недра, 1979. 105 с.
- Лаврентьев Ю.Г., Карманов Н.С., Усова Л.В. Электронно-зондовое определение состава минералов: микроанализатор или сканирующий электронный микроскоп? // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 8. С. 1473–1482.
- Леонов В.Л. Вулканические хребты: морфология, ориентировка, значение для геотермии // Сейсмология и вулканология. 2005. Т. 7. № 1. С. 37–51.
- Малиновский Л.Г. Анализ статистических связей (модельно-конструктивный подход). М.: Наука, 2002. 672 с.
- Михеева А.В., Перепечко Ю.В., Сорокин К.Э., Шарапов В.Н. Динамика конвективного теплопереноса в проницаемых частях сейсмофокальных зон Камчатского региона и сопряженных вулканических дуг // XIII Международная научно-практическая конференция “Новые идеи в науках о Земле”. М.: РГГУ, 2017.
- Николаевский В.Н. Геомеханика и флюидо-динамика. М.: Недра, 1996. 446 с.
- Перепелов А.Б. Кайнозойский магматизм Камчатки на этапах смены геодинамических режимов. Автореф. дисс. ... докт. геол.-мин. наук. Иркутск: ИГХ СО РАН, 2014. 41 с.
- Рябцев С.В., Куцев С.Б., Солдатенко С.А. и др. Морфология и кристаллография нитевидных монокристаллов кристаллов SiO₂ гетероструктур In₂O₃/SiO₂ // Конденсированные среды и межфазные границы. 2011. Т. 13. № 1. С. 80–88.
- Селиверстов В.А., Осипенко А.Б. Петрология родингитов Камчатки. Владивосток: Дальнаука, 1998. 123 с.
- Стенина Н.Г. Просвечивающая электронная микроскопия в задачах генетической минералогии. Новосибирск: Наука, 1985. 186 с.
- Тимина Т.Ю., Томиленко А.А., Ковязин С.В. Особенности флюидного режима при образовании клинопироксенитов надсубдукционного мантийного клина под Авачинским вулканом (Камчатка) // Докл. АН. 2015. Т. 463. № 6. С. 696–699.
- Федорченко В.И., Родионова Р.И. Ксенолиты в лавах Курильских островов. Новосибирск: Наука, 1975. 138 с.
- Френкель М.Я., Кадик А.А. Адиабатическая декомпрессия водосодержащего силикатного расплава (на примере альбит–вода) и ее роль в развитии магматического процесса // Динамические процессы физической геохимии. Новосибирск: Наука, 1982. С. 33–42.
- Чудненко К.В. Термодинамическое моделирование в геохимии: теория, алгоритмы, программное обеспечение, приложения. Новосибирск: ГЕО, 2010. 287 с.
- Шарапов В.Н., Борисенко А.С., Мазуров М.П. и др. Модельный анализ развития континентальных мантийно-коровых рудообразующих систем. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2009а. 399 с.
- Шарапов В.Н., Томиленко А.А., Кузнецов Г.В., Ковязин С.В. О конвективном плавлении литосферных пород шпинеливой фации над сейсмофокальной зоной Курило-Камчатского региона // Вулканизм и геодинамика. Материалы IV Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Петропавловск-Камчатский: ИВС ДВО РАН, 2009б. С. 228–231.
- Шарапов В.Н., Чудненко К.В., Томиленко А.А. О физико-химической динамике карбонатизации пород литосферной мантии под кратоном Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 5. С. 890–905.
- Шарапов В.Н., Кузнецов Г.В., Логачев П.В. и др. К построению модели динамики сублимирования трещиноватых пород литосферы в мантийном клине под вулканами Авачинской группы (Камчатка) // Геохимия. 2017а. № 3. С. 201–223.
- Шарапов В.Н., Кузнецов Г.В., Тимина Т.Ю. и др. Численное моделирование неизоотермического метасоматического преобразования ультрабазитов мантийного клина под Авачинской группой вулканов (Камчатка) // Геология и геофизика. 2017б. Т. 58. № 5. С. 674–700.
- Шарапов В.Н., Мазуров М.П., Чудненко К.В., Сорокин К.Э. Динамика метасоматического преобразования пород литосферной мантии и земной коры в зонах глубоких разломов, контролировавших трапповый магматизм Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2019. Т. 60. С. 1055–1068.
- Шеллев В.С. Математическое моделирование химической зональности в метаморфических реакционных структурах горных пород. Дисс. ... д-ра хим. наук в виде науч. докл. Новосибирск: НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1998. 80 с.
- Шеймович В.С., Пузанков Ю.М., Пузанков М.Ю. Проявление щелочного магматизма в окрестностях Авачинской губы // Вулканология и сейсмология. 2005. № 4. С. 36–46.
- Aharonov E., Whitehead J.A., Kelemen P.B., Spiegelman M. Channeling instability of upwelling melt in the mantle // J. Geophys. Res. 1995. V. 100. B10. P. 20433–20450.
- Arai S., Ishimaru S. Insights into petrological characteristics of the lithosphere mantle wedge beneath arcs through peridotite xenoliths: A review // J. Petrol. 2008. V. 49. № 4. P. 359–395.
- Connolly J.A.D., Podladchikov Y. Decomposition weakening and channeling instability in ductile porous media: Implications for asthenosphere melt segregation // J. Geophys. Res. 2007. V. 112. B10205.
- Halama R., Savov I.P., Rudnick R.L. Insights into Li and Li isotope cycling and sub-arc metasomatism from veined mantle xenoliths, Kamchatka // Contrib. Mineral. Petrol. 2009. V. 158. № 2. P. 197–222.
- Hopp J., Ionov D.A. Tracing partial melting and subduction-related metasomatism in the Kamchatkan mantle wedge using noble gas compositions // Earth Planet. Sci. Lett. 2011. V. 302. P. 121–131.
- Ionov D.A. Petrology of mantle wedge lithosphere: New data on supra subduction zone peridotite xenoliths from the andesitic Avacha volcano, Kamchatka // J. Petrol. 2010. V. 51 № 1–2. P. 327–361.
- Ishimaru S., Arai S., Ishida Y., Okrugin V. Melting and multi-stage metasomatism in the mantle wedge beneath a frontal arc inferred from highly depleted peridotite xenoliths from the Avacha volcano, southern Kamchatka // J. Petrol. 2007. V. 48. № 2. P. 395–433.

- Ishimaru S., Arai S.* Peculiar Mg-Ca-Si metasomatism along a shear zone within the mantle wedge: inference from Avacha xenoliths from Avacha volcano // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2011. V. 161. P. 703–725.
- Katz R.F., Spiegelman M., Langmuir C.H.* A new parametrization of hydrous mantle melts // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems.* 2003. V. 4. № 9. P. 1073.
- Koulakov I., Jaxybulatov K., Shapiro N. et al.* Asymmetric caldera-related structures in the area of the Avacha group of volcanoes in Kamchatka as revealed by ambient noise tomography and deep seismic sounding // *J. Volcan. Geother. Res.* 2014. V. 28. P. 36–46.
- Liang J.* Kinetics of crystal – melt reaction in partially molten silicates // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems.* 2003. V. 4. № 5. P. 1045.
- Morgan S.S., Stanik A., Horsman E. et al.* Emplacement of multiple magma sheets and wall rock deformation: Trachyte Mesa intrusion, Henry Mountains, Utah // *J. Struc. Geol.* 2008. V. 30. P. 491–512.
- Numerical Simulation of Reactive Flow in Hot Aquifers // Ed. Ch. Clauser. Berlin-Heidelberg-New York: Springer-Verlag, 2003. 316 p.
- Perepechko Y.V., Sorokin K.E., Imomnazarov Sh.Kh., Sharapov V.N.* Modeling of a heterophase flow in permeable zones of the lithosphere // *Bull. Nov. Comp. Center, Num. Anal.* 2016. V. 18. P. 37–47.
- Simpson G., Spiegelman M., Weinstein M.I.* A multiscale model of partial melts. 2. Numerical results // *J. Geophys. Res.* 2010. V. 115. B04411.
- Spiegelman M., McKenzie D.* Simple 2D models for melt extraction at mid-ocean ridges and island arcs // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1987. V. 83. P. 137–152.
- Spiegelman M., Kelemen P.B., Aharonov E.* Causes and consequences of flow organization during melt transport: The reaction infiltration instability in compactible media // *J. Geophys. Res.* 2001. V. 106. № B2. P. 2061–2078.
- van der Elst N.J., Savage H.M., Keranen K.M., Abers G.A.* Enhanced remote earthquake triggering at fluid-injection sites in the Midwestern United States // *Science.* 2013. V. 341. P. 164–167.
- Watt S.F.L., Pyle D.M., Mather T.A.* The influence of great earthquakes on volcanic eruption rate along the Chilean subduction zone // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2009. V. 277. P. 399–405.

Mechanisms of Partial Melting of Metasomatised Mantle Ultramafic Rocks Beneath the Avacha Volcano (Kamchatka) and Growth of Minerals from Gas Phase in Fractures

V. N. Sharapov^{1,2}, A. A. Tomilenko¹, G. V. Kuznetsov¹, Y. V. Perepechko¹,
K. E. Sorokin¹, A. V. Mikheeva³, and Y. I. Semenov⁴

¹*Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia*

²*Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia*

³*Institute of Computational Mathematics and Mathematical Geophysics, Siberian Branch Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia*

⁴*Budker Institute of Nuclear Physics, Siberian Branch Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia*

We discuss partial melting of metasomatised rocks of the lithospheric mantle, which tectonically reformed by seismic events beneath the frontal volcano and associated mineral growth from gas phase in open fractures above the Avacha volcano feeding magma chamber based on the research of xenoliths carried and extruded by lavas. Based on the integrated study of representative mantle xenoliths from the volcano explosions we developed and numerically studied a mathematical model of convective heat-mass transfer in the permeable zone above the feeding magma chamber. The model provides an analysis for the area active seismic fragmentation of rocks at the depths of 30–70 km beneath the Avacha volcano. The analysis includes the following points: 1) existing qualitative genetic concepts of nature of the identified textural and structural ratios between xenoliths and the transporting lavas, 2) data on fluid and melt inclusion composition in minerals, 3) temperature estimates of inclusion homogenization, 4) concepts on partial melting mechanisms of metasomatised ultramafics and the associated mineral growth mechanism in open fractures. It has been shown that beneath the Avacha volcano in the given depth interval, seismic faults above magma chambers are coupled with a set of convective processes of fluid heterophase heat-mass transfer in the lithosphere, that is, infiltration metasomatism of spinel depth facies, sublimation, and condensation of petrogenic components from gas phase. It is assumed that local partial decompression melting of highly heated ultramafic rocks and mafic rocks may be linked to major seismic events. It has been shown that together with the phenomena of infiltration metasomatism of spinel facies in fractured mantle rocks, crystal crusts and druse crystals of clinopyroxene and amphibole form by the steam-liquid-crystal mechanism from gas phase in open fractures. Decompression partial melting demonstrates two forms – melting of spinel intergrowths with microscopic scales of “metasomatic” orthopyroxene host crystals, which replaced olivine in harzburgites and formation of clinopyroxene, amphibole, and relict orthopyroxene vein fillings. To verify the validity of these assumptions, physical experiments were conducted using convective heating of samples of natural xenoliths in a flow-through reactor capable for reproducing the partial melting phenomena and on an electron gun with a power unit for the dense electron beam welding system. In the latter case, we simulated sublimation and deposition from gas phase of petrogenic components over a solidus boundary for all the petrographic types of mantle ultramafic rocks. No structural and mineral signs of magmatic fluid infiltration and manifestations of diffusion-reaction zoning of the “melt-rock” type have been found in the study xenoliths.

Keywords: mantle xenoliths, metasomatism, melting, heat-mass transfer, mathematical modeling