

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 трахиандезитбазальты, 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.

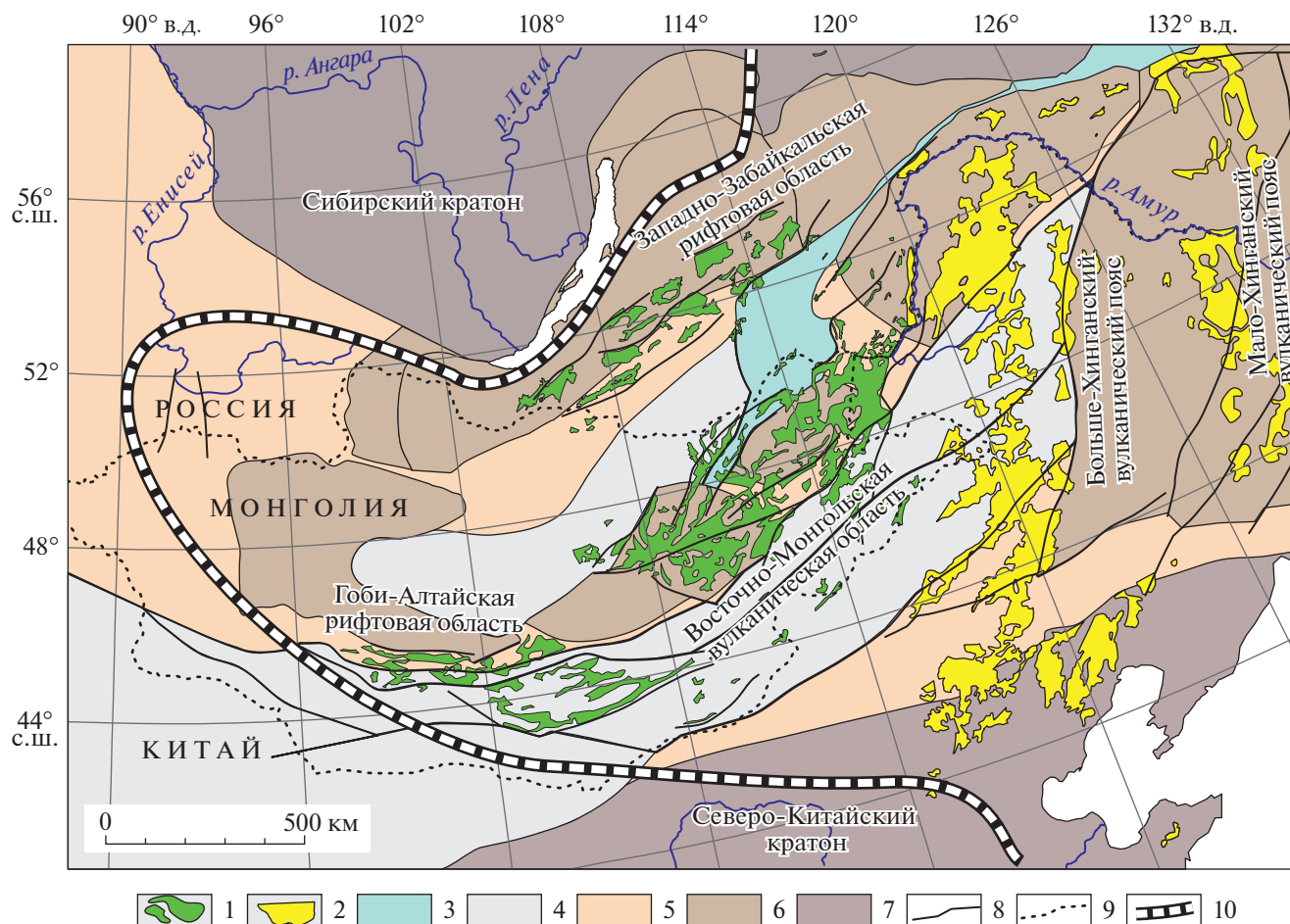


Рис. 1. Схема строения позднемезозойской магматической провинции Востока Азии. Составлена на основе (Tectonic map ..., 2014).

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, Filippova, 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-

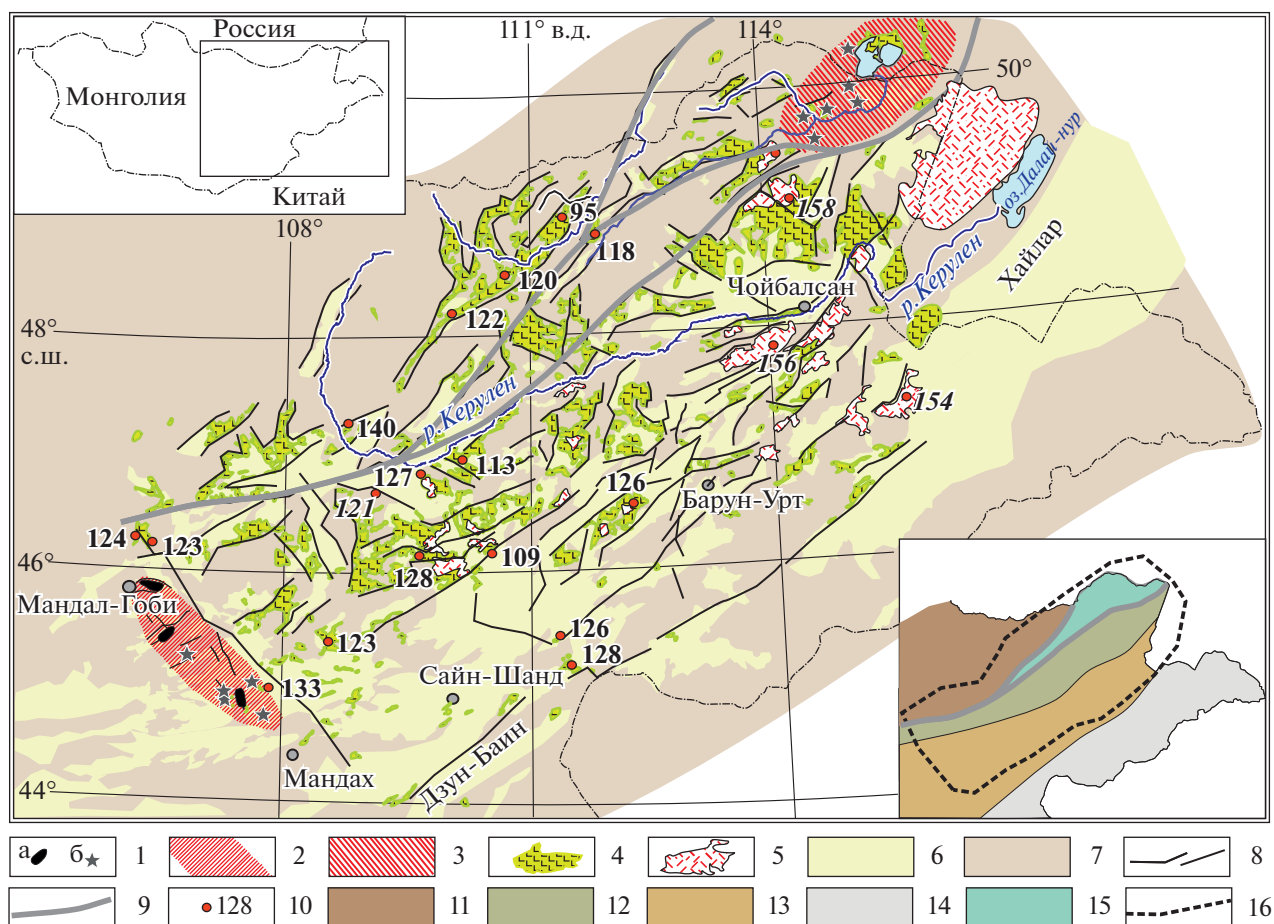


Рис. 2. Схема строения позднемезозойской Восточно-Монгольской вулканической области. *На врезке:* вверху показано положение области в пределах территории Монголии, внизу – структурное районирование основания вулканической области.

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 несущественное 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, % ± σ	⁴⁰ Аг _{рад} (нг/г) ± σ	Возраст, млн лет ± 2σ
	с.ш.	в.д.			
ВГ-1/4	45°12.654'	111°22.844'	1.93 ± 0.02	17.74 ± 0.07	128 ± 3
ВГ-1/12	45°26.612'	111°27.449'	1.98 ± 0.02	17.93 ± 0.06	126 ± 2.5
ВГ-3/31	46°51.216'	110°24.558'	2.02 ± 0.03	16.35 ± 0.05	113 ± 3
ВГ-3/8	46°40.976'	109°49.224'	2.30 ± 0.03	20.99 ± 0.08	127 ± 3
ВГ-3/9	46°40.998'	109°49.284'	4.09 ± 0.05	40.15 ± 0.14	136 ± 3
ВГ-3/19	47°12.351'	108°53.141'	2.04 ± 0.03	20.57 ± 0.08	140 ± 4
ВГ-3/47	46°25.596'	110°11.131'	2.50 ± 0.03	29.96 ± 0.08	128 ± 3
ВГ-3/50	46°01.374'	110°13.74'	4.83 ± 0.05	44.31 ± 0.14	128 ± 3
ВГ-3/53	46°18.700'	109°49.176'	1.11 ± 0.02	8.67 ± 0.09	109 ± 4
ВГ- 5/17	46°33.672'	112°27.852'	2.02 ± 0.03	18.32 ± 0.06	126 ± 3
ВГ- 5/86	48°53.028'	111°02.166'	1.29 ± 0.02	8.69 ± 0.03	95 ± 3
ВГ-5/100	48°30.294'	110°16.218'	1.54 ± 0.02	13.21 ± 0.04	120 ± 3
ВГ-5/104	48°11.316'	110°14.052'	1.75 ± 0.02	15.34 ± 0.05	122 ± 3
СГ-3/1	44°48.946'	109°25.381'	1.53 ± 0.02	16.60 ± 0.05	150 ± 4
СГ-4/15	44°58.643'	107°49.495'	2.30 ± 0.03	21.93 ± 0.08	133 ± 3
СГ-4/40	46°10.100'	106°24.124'	1.79 ± 0.02	16.00 ± 0.05	124 ± 3
СГ-4/31	46°02.762'	106°55.867'	1.29 ± 0.02	11.41 ± 0.04	123 ± 4
ВГ-5/26	47°01.780'	112°13.769'	2.65 ± 0.03	40.54 ± 0.13	208 ± 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 ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr (>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 ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr = 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 (Петряжко 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-

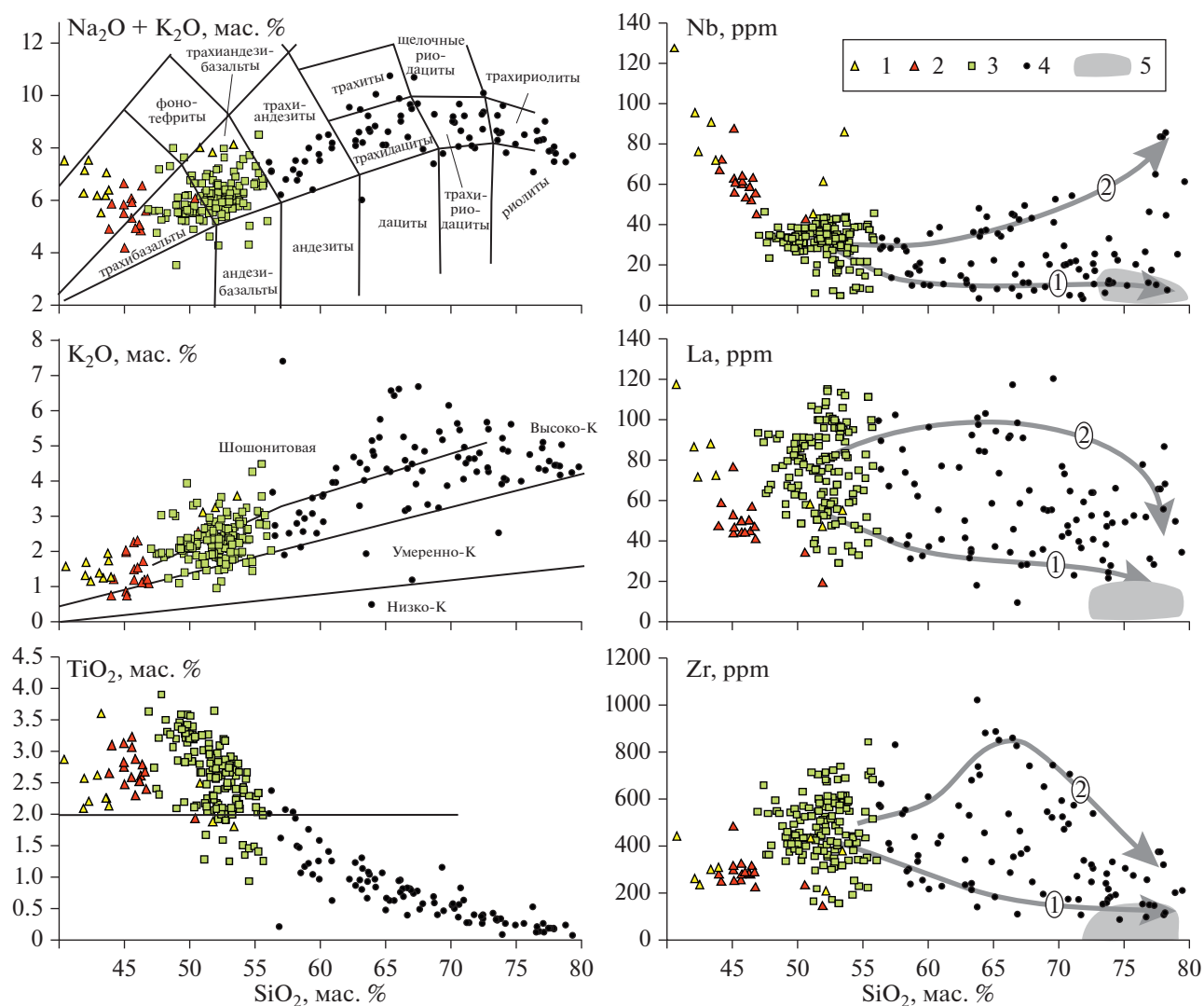


Рис. 3. Вариации содержаний петрогенных оксидов и редких элементов относительно SiO_2 в породах Восточно-Монгольской вулканической области. Использованы авторские (Supplementary materials) и опубликованные (Перетяжко и др., 2018; Ступак и др., 2020; Ярмолук и др., 2019а; Dash et al., 2015; Bars et al.,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

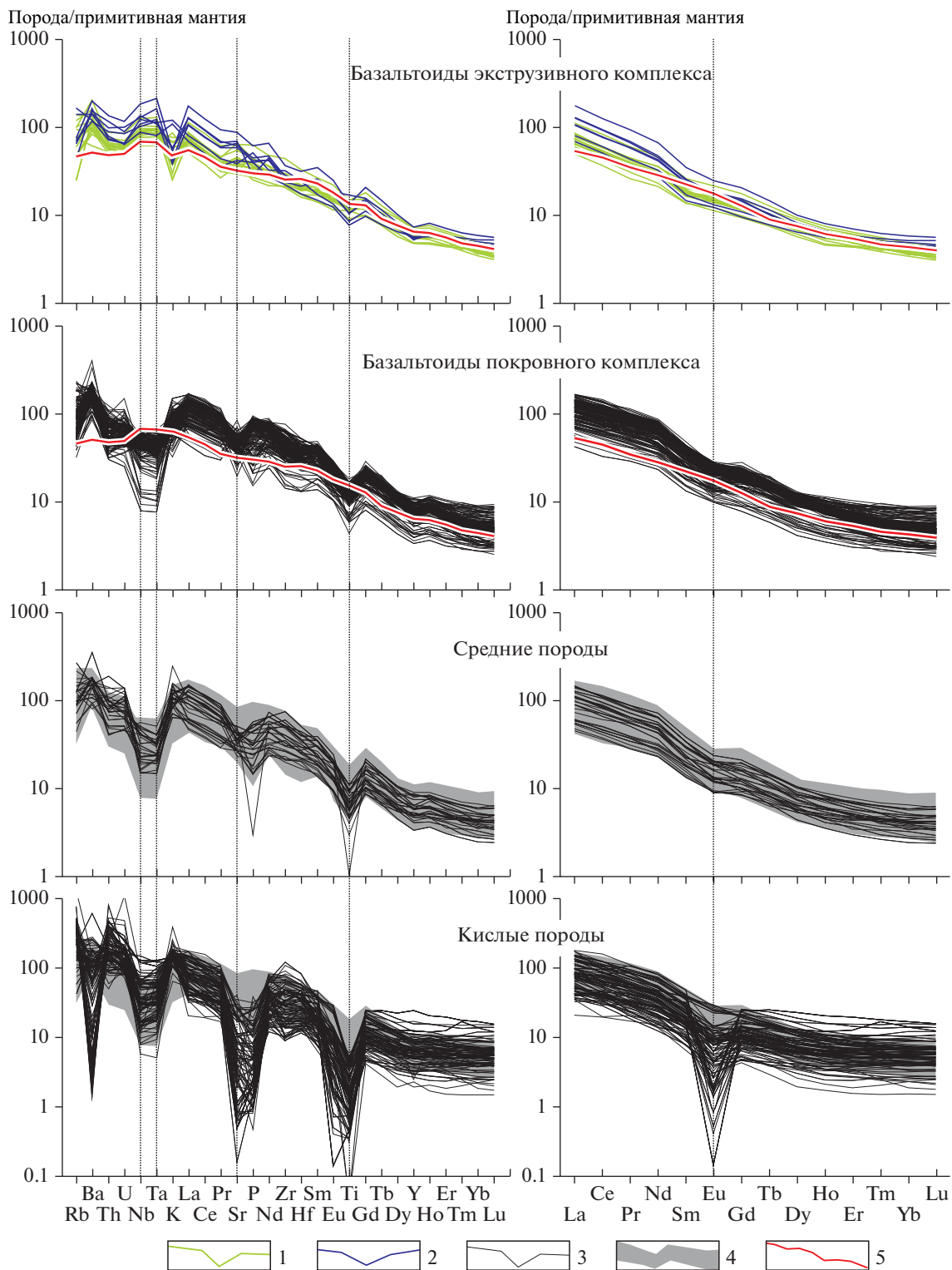


Рис. 4. Распределение нормированных к составу примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989) содержаний микроэлементов в породах Восточно-Монгольской вулканической области. Использованы авторские (Supplementary materials) и опубликованные (Перетяжко и др., 2018; Ступак и др., 2020; Ярмолюк и др., 2019а; Dash 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).

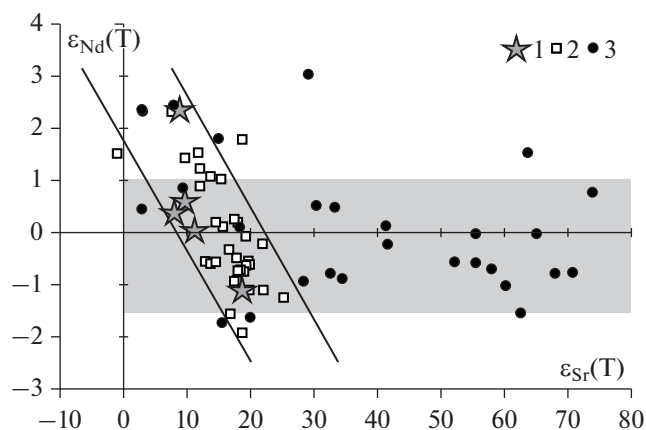


Рис. 5. Изотопный состав Sr и Nd пород Восточно-Монгольской вулканической области. Используются авторские (табл. 2) и опубликованные (Перетяжко и др., 2018; Vars et al., 2018) данные.

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 2σ 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 простирание, 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

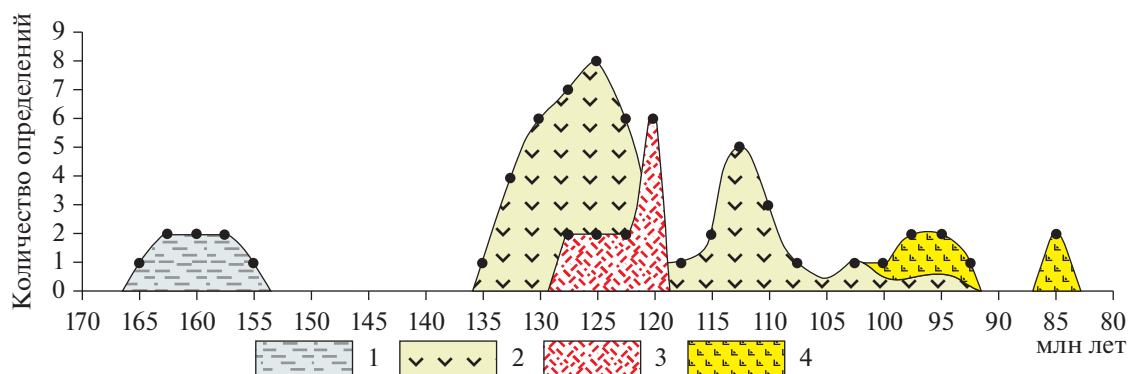


Рис. 6. Распределение числа определений возраста в интервале 5 млн лет для вулканических пород Восточно-Монгольской вулканической области. Используются авторские (табл. 1) и опубликованные (см. ссылки в тексте) данные. 1 — породы шошонит-латитовой серии; 2 — основные породы покровного комплекса; 3 — 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. Улдза (Dash et al., 2015). Другой ареал подобных же пород сформировался у западной оконечности области в середине позднего мела (Ярмолюк 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 позднемеловой–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.

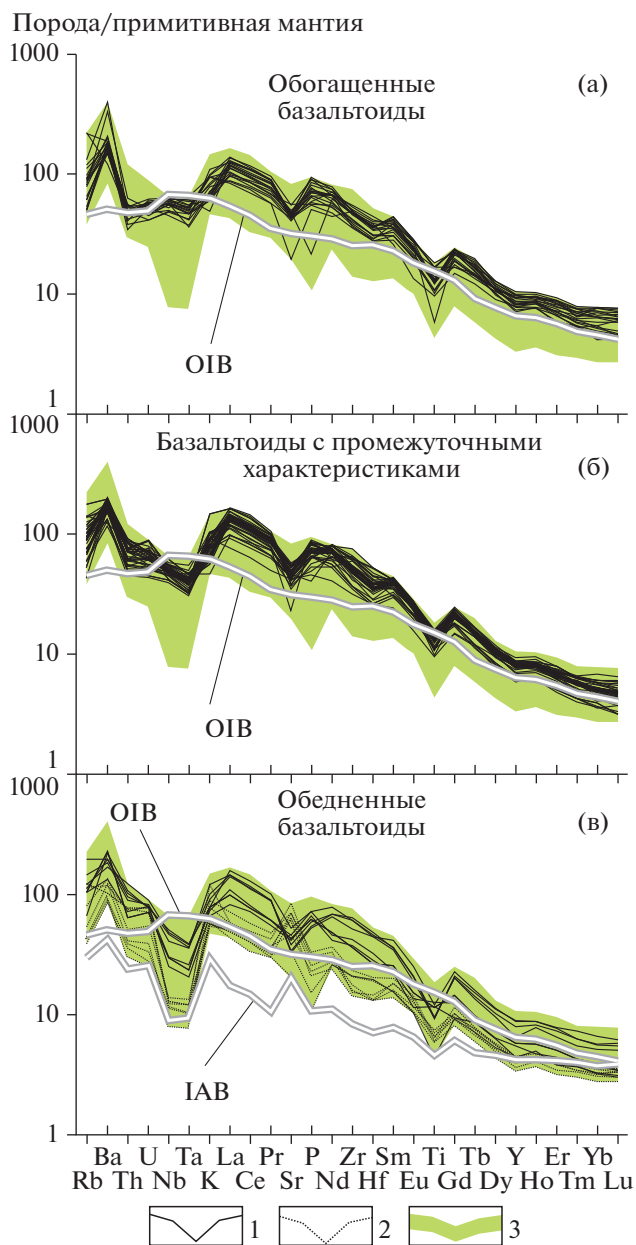


Рис. 7. Спектры распределения нормированных к составу примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989) содержаний микроэлементов в геохимических группах базальтоидов покровного комплекса Восточно-Монгольской вулканической области.

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-

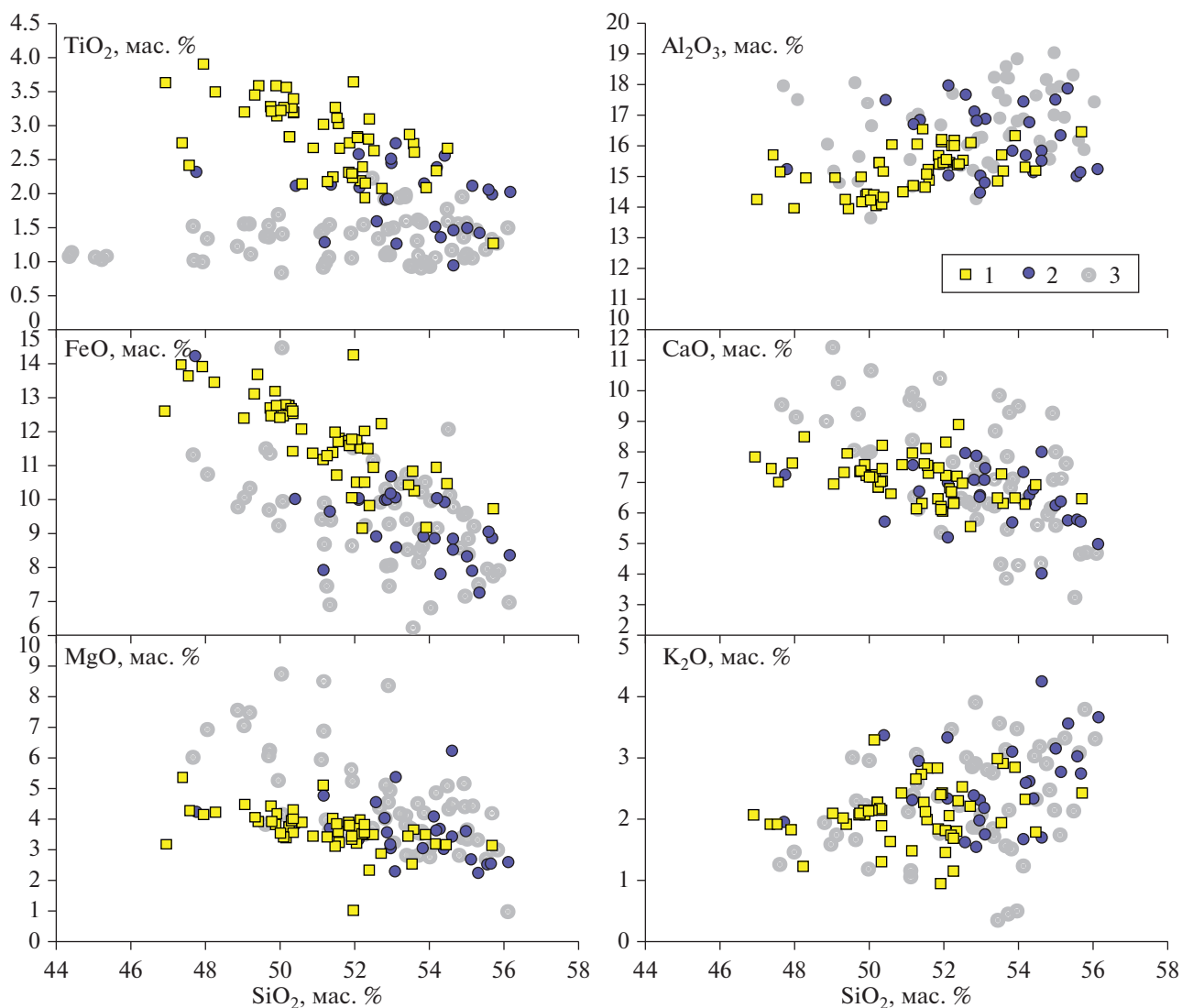


Рис. 8. Вариации содержаний петрогенных оксидов относительно SiO_2 в основных породах покровного комплекса Восточно-Монгольской вулканической области и Больше-Хинганского вулканического пояса. 1–2 – базальтоиды ВМВО: 1 – обогащенные, 2 – обедненные; 3 – породы Больше-Хинганского вулканического пояса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

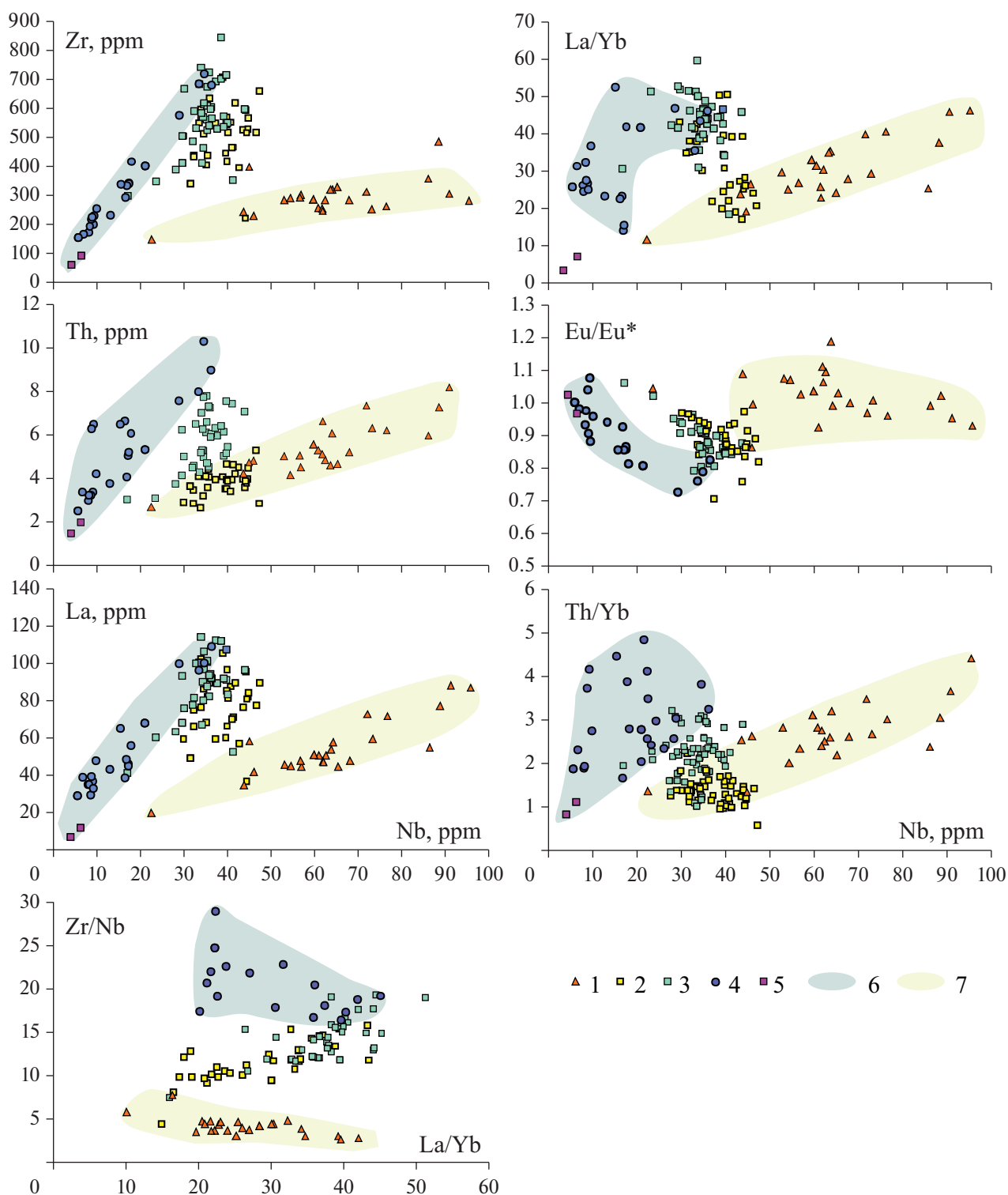


Рис. 9. Вариации содержаний и отношений микроэлементов в базальтоидах Восточно-Монгольской вулканической области.

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.

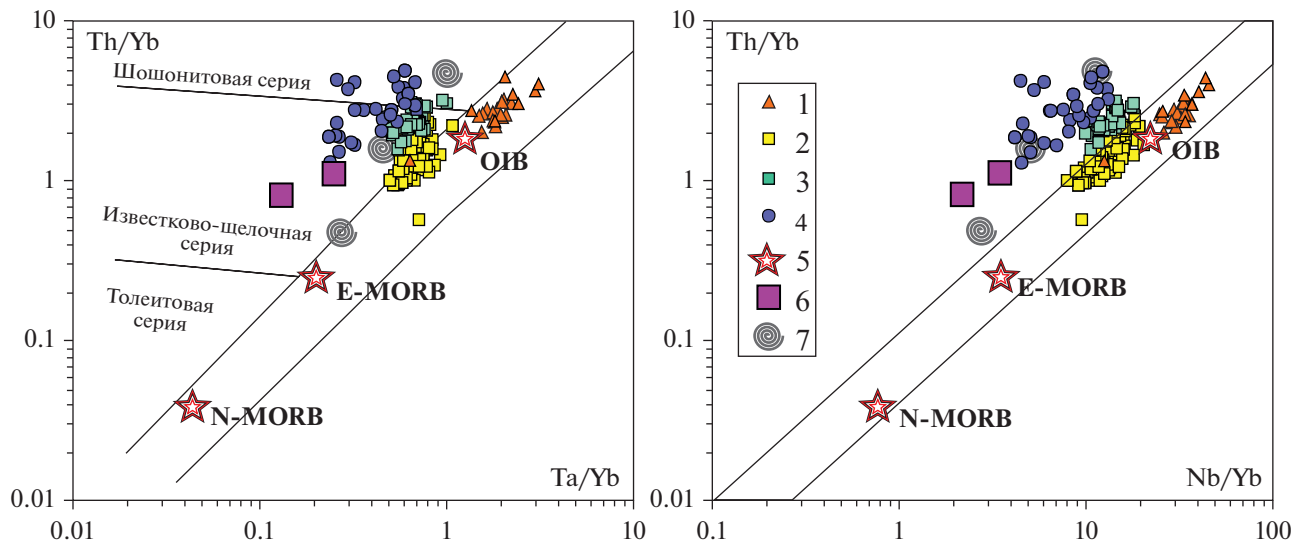


Рис. 10. Положение составов базальтоидов Восточно-Монгольской вулканической области на диаграммах (Pearce, 2008).

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, сформиро-

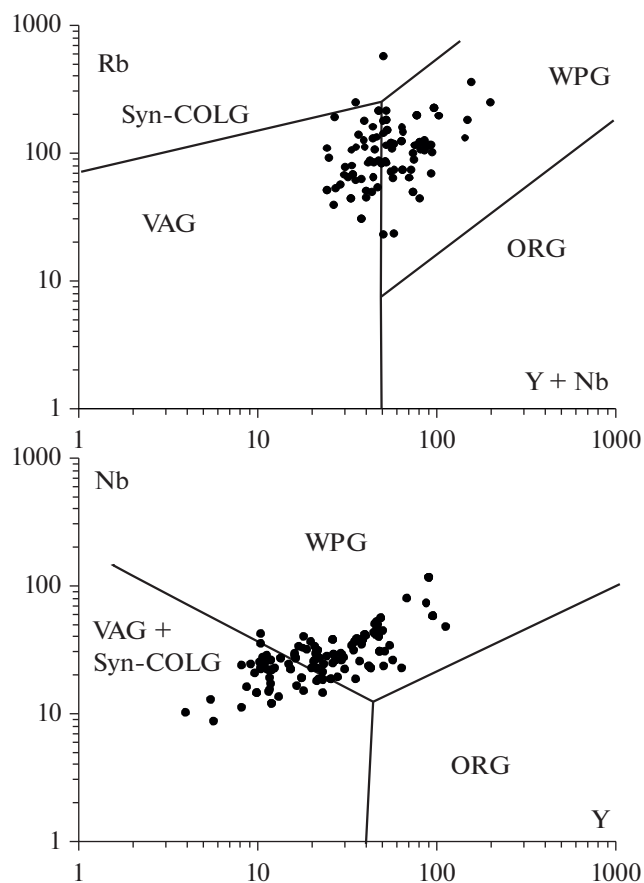


Рис. 11. Положение составов кислых вулканических пород Восточно-Монгольской вулканической области на диаграммах (Pearce, 1984).

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.,

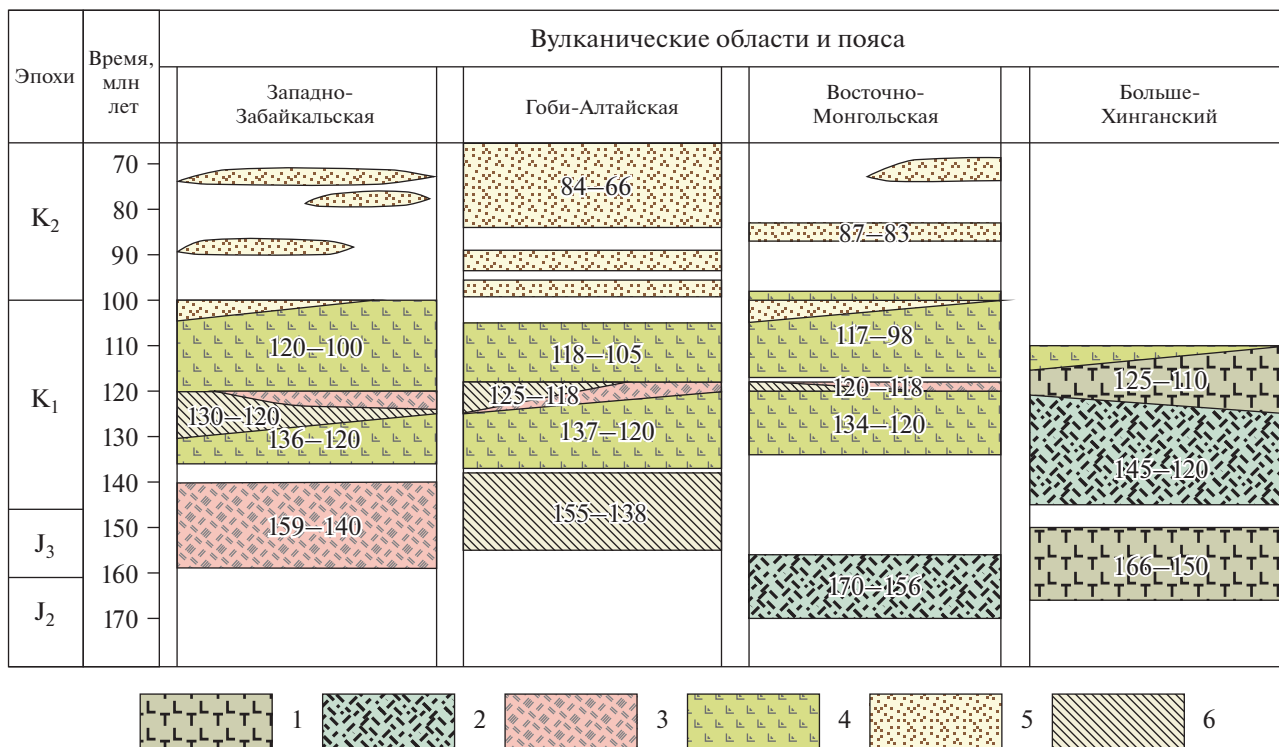


Рис. 12. Схема корреляции магматизма в вулканических областях и поясах позднемезозойской магматической провинции Востока Азии. 1–6 – магматические комплексы: 1 – дифференцированный андезит-дацит-риолитовый, 2 – шошонит-латитовый и трахириолитовый, 3 – трахит-трахириодацитовый, 4 – трахибазальт-трахиандезиобазальтовый,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

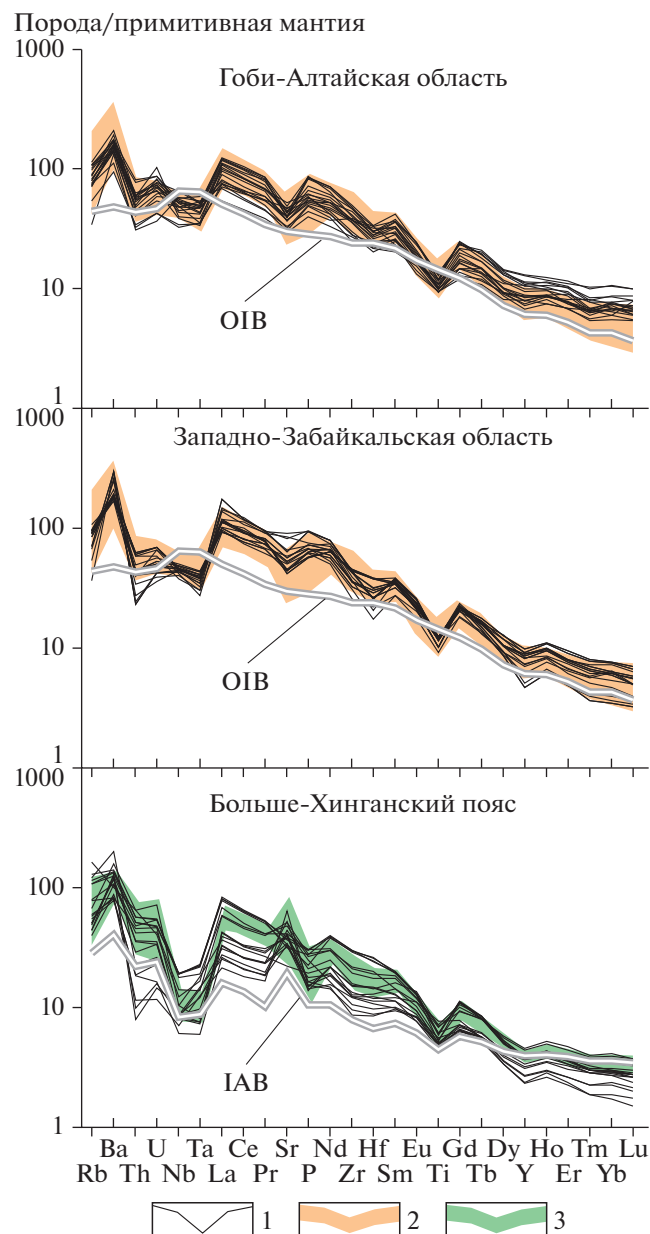


Рис. 13. Сравнительная геохимическая характеристика основных пород Восточно-Монгольской, Гоби-Алтайской и Западно-Забайкальской вулканических областей (Ярмолук и др., 1998; Yarmolyuk et al., 2015) и вулканического пояса Большого Хингана (Zhang et al., 2008a, 2008b).

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).

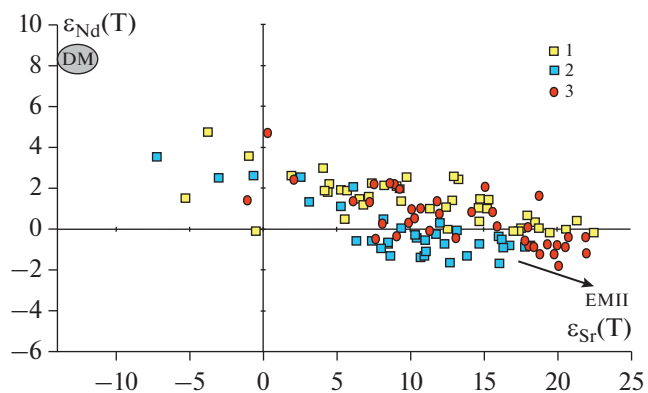


Рис. 14. Изотопные составы основных пород вулканических областей западной части позднемезозойской вулканической провинции Востока Азии. Вулканические области: 1 – Гоби-Алтайская (Yarmolyuk et al., 2015), 2 – Западно-Забайкальская (Ярмолук и др., 1998), 3 – Восточно-Монгольская.

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 EMI. 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 экструзивного 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-

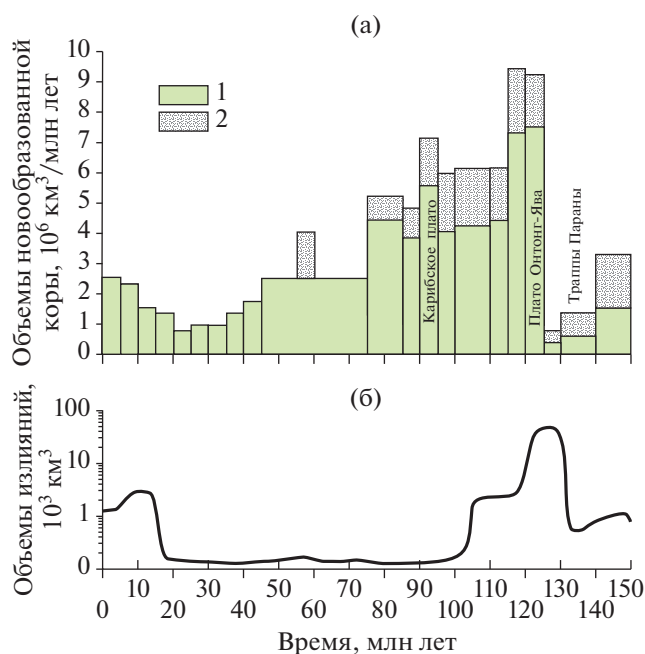


Рис. 15. Корреляция этапов магматической активности глобальной системы мантийных плюмов в интервале 0–150 млн лет (Larson, Olson, 1991) (а) и внутриплитного магматизма позднемезозойской–кайнозойской вулканической провинции Востока Азии (Ярмолюк и др., 1995, 2019б) (б).

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 экструзий, 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., Вашикидзе 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-монцититового 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