

УДК 551.76+552.313+550.93(51)

СТРОЕНИЕ, ВОЗРАСТ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКОГО ВОСТОЧНО-МОНГОЛЬСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА¹

© 2024 г. В. В. Ярмолюк^{1, *}, А. М. Козловский^{1, **}, Е. А. Кудряшова¹, Ц. Оюунчимэг²

¹Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия

²Институт геологии Монгольской академии наук, Улан-Батор, Монголия

*e-mail: yarm@igem.ru

**e-mail: amk@igem.ru

Поступила в редакцию 17.02.2023 г.

После доработки 18.04.2023 г.

Принята к публикации 23.05.2023 г.

Геохронологические исследования вулканических пород, относимых к позднемезозойскому Восточно-Монгольскому вулканическому поясу (ВМВП), позволили выделить среди них несколько групп, различающихся возрастом и составом магматических ассоциаций, а также закономерностями их размещения в пределах области. Наиболее раннюю группу (около 215 млн лет) представляют породы бимодальной ассоциации, распространенные в западной части ВМВП. Следующую группу (170–150 млн лет) образуют преимущественно кислые лавы шошонит-лагитовой ассоциации, слагающие крупные вулканические поля в восточной части ВМВП. Породы с возрастом 140–105 млн лет образуют чехол ВМВП и представлены преимущественно трахиандезибазальтами, поля которых сопровождаются небольшими вулканами трахидацитов и трахириолитов. В интервале 105–80 млн лет формировались отдельные скопления экстрезий щелочных базальтоидов.

Породы разновозрастных ассоциаций характеризуются разными геологическими связями с окружающими магматическими комплексами. Позднетриасовый бимодальный комплекс по возрасту и составу сопоставляется с аналогичными ассоциациями, развитыми в Центральной Монголии и Западном Забайкалье по обрамлению Хэнтей-Даурского батолита. Их формирование связывается с образованием раннемезозойского Хэнтей-Даурского зонального магматического ареала. Средне-позднеюрские магматические комплексы распространены преимущественно в восточной части ВМВП. Поля их выходов вписываются в зону распространения позднеюрских вулканических полей вулканического пояса Большого Хингана, с которыми они близки не только по времени формирования, но и по составу вулканических ассоциаций. Меловой магматизм определил основную историю формирования ВМВП. Его развитие сопровождалось рифтогенезом с образованием многочисленных впадин и грабенов, а также закономерной эволюцией его мантийных источников, направленной в сторону возрастания доли внутриплитного компонента.

Уточнены размеры, границы и характеристики магматизма ВМВП. Западная граница области смещена к востоку и определяется торцевой системой разломов СЗ простирания, контролирующей цепь раннемеловых гранитных массивов, а также пород позднемелового экстрезивного комплекса. Восточная граница области смещена к западу, где совпадает с ареалом развития пород раннемелового экстрезивного комплекса. С учетом данных об инородном положении позднетриасовых и средне-позднеюрских комплексов в строении ВМВП, установлено, что магматические продукты ВМВП представлены главным образом основными вулканитами. Это согласуется с представлениями о сходстве ВМВП с другими позднемезозойскими вулканическими областями внутриконтинентальной части востока Азии, в строении которых доля кислых магматических пород является подчиненной.

Ключевые слова: Центрально-Азиатский складчатый пояс, геохронология, вулканизм, мезозой

DOI: 10.31857/S0869592X24010046, EDN: ZJNJTP

ВВЕДЕНИЕ

Восточно-Монгольский вулканический пояс (ВМВП) является крупнейшим среди

позднемезозойских вулканических областей внутриконтинентальной части востока Азии. Он протянулся в северо-восточном направлении более чем на 900 км при ширине до 280 км (рис. 1). Его северной границей служат разломы, принадлежащие системе Монголо-Охотской суртуры, южной границей — разломы, связанные

¹Дополнительная информация для этой статьи доступна по doi 10.31857/S0869592X24010046 для авторизованных пользователей.

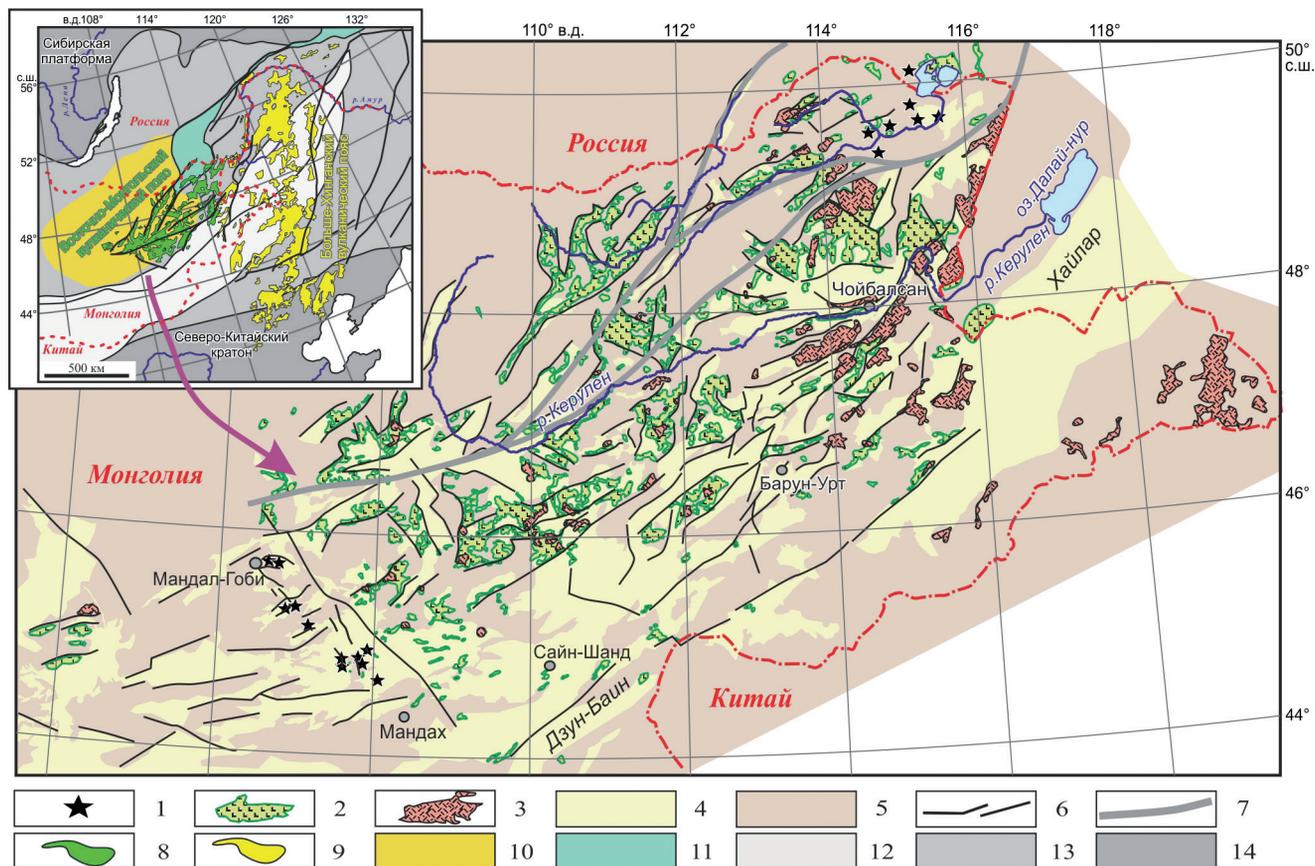


Рис. 1. Схема размещения вулканических пород позднего мезозоя (J_{2-3} –К) в пределах Восточной и Центральной Монголии. Составлена по материалам геологических карт Монголии масштаба 1 : 500000.

1–3 — вулканические породы: 1 — щелочно-основного состава, 2 — основного состава, 3 — кислого состава; 4 — меловые впадины; 5 — домеловое основание региона; 6 — разломы; 7 — сuture Монголо-Охотского океана. На врезке: 8 — вулканические поля Восточно-Монгольского вулканического пояса; 9 — вулканические поля вулканического пояса Большого Хингана; 10 — раннемезозойский магматический ареал; 11–14 — складчатые области: 11 — Монголо-Охотского пояса, 12 — средне-позднепалеозойские, 13 — раннепалеозойские, 14 — докембрийские.

с Дзун-Баин-Хайларской системой меловых впадин (Мезозойская..., 1975; Ярмолюк и др., 2020). Пояс прослеживается вдоль южного подножия Хэнтэйского нагорья, охватывая значительные пространства Центральной и Восточной Монголии.

Территория, занимаемая ВМВП, на протяжении мезозоя неоднократно вовлекалась в процессы магматизма (врезка на рис. 1). Она служила южной фланговой зоной в строении раннемезозойского зонального магматического ареала (Коваленко и др., 1984), возникшего в пределах Хэнтэйского сегмента Монголо-Охотского пояса, а в средней-поздней юре вовлекалась в образование Больше-Хинганского вулканического пояса. После этого в позднем мезозое она была охвачена процессами позднемезозойского рифтогенеза, в ходе которых сформировался собственно ВМВП.

Среди магматических продуктов пояса преобладают трахибазальты, трахиандезитобазальты, но, кроме того, широко распространены трахириолиты

и трахириодациты, в меньшей степени породы промежуточного состава — трахиандезиты и трахиты. Однако примерно такой же набор пород был характерен и для других периодов мезозойской магматической активности в регионе (Ярмолюк и др., 2002; Коваленко и др., 2003; Zhang J. et al., 2010; Zhang K., 2014). При отсутствии данных о возрасте пород, опирающихся на результаты стратиграфических или геохронологических исследований, подобное сходство создает проблемы при корреляциях магматических комплексов только на основе петрографических характеристик пород. В частности, оно ведет к ошибочным заключениям об особенностях строения вулканической области, о масштабах магматизма в ее пределах и о закономерностях ее геологической эволюции.

Геохронологическая изученность вулканических толщ Восточной Монголии пока еще очень слабая и серьезно уступает, например, изученности plutonic пород. Последние активно

исследовались геохронологическими методами в последние десятилетия. Благодаря им было установлено, например, что формирование Хэнтэй-Даурского батолита произошло в интервале 229–195 млн лет (Ярмолук и др., 2002; Коваленко и др., 2003), а многочисленные небольшие интрузии гранитоидов, в том числе редкометалльных, развитые вдоль Монголо-Охотского пояса, возникли в интервалах 229–206, 180–165, 165–145, 145–135, 135–110 млн лет назад (Wang T. et al., 2017). В то же время вулканическими породами перекрыты значительные (более 200 000 км²) пространства Центральной и Восточной Монголии. Большинство развитых здесь вулканических полей на геологических картах региона отнесено к позднеюрской–раннемеловой группе. Однако первые геохронологические исследования таких пород, выполненные еще в середине второй половины прошлого века Д. И. Фрих-Харом и А. И. Лучицкой (1978), показали, что они не являются однородными в возрастном отношении и включают также ранне-среднеюрские и триасовые образования. За прошедшие годы ситуация изменилась слабо. Дополнительно были получены сравнительно немногочисленные геохронологические данные (Соловьев и др., 1977; Шувалов, 1987; Graham et al., 2001; Johnson, Graham, 2004; Dash et al., 2015; Bars et al., 2018; Hasegawa et al., 2018; Ступак и др., 2018, 2020; Чернышев и др., 2019; Sheldrick et al., 2020a, 2020b; Кузнецов и др., 2022), которых пока недостаточно, чтобы более или менее строго определиться с тем набором ассоциаций пород, который действительно определяет строение ВМВП. В данной статье представлены результаты систематических геохронологических исследований вулканических и ассоциирующих с ними плутонических комплексов Центральной и Восточной Монголии, отнесенных на геологических картах Монголии к позднемезозойскому ВМВП. Полученные возрастные оценки разделились на ряд кластеров, в том числе не имеющих отношения к позднему мезозою. В совокупности с опубликованными данными других исследователей эти результаты позволяют рассмотреть вопрос об основных эпохах и закономерностях проявления разновозрастного континентального магматизма в Восточной Монголии, об изменении состава магматических продуктов от эпохи к эпохе и о геодинамическом фоне их формирования. В частности, показано, что при петрографическом сходстве пород разновозрастных комплексов существуют четкие геохимические различия между ними, которые можно использовать при возрастном расчленении комплексов. Все эти данные позволяют уточнить возрастные и географические границы, в пределах которых произошло образование позднемезозойского ВМВП, а также определить направленность магматических процессов, участвовавших в его формировании.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РЕГИОНА

Территория Центральной и Восточной Монголии сформировалась в результате аккреционных процессов, протекавших в связи с образованием Центрально-Азиатского и Монголо-Охотского складчатых поясов, а также Тихоокеанской активной континентальной окраины Азиатского континента (Parfenov et al., 1999, 2010). Структурный каркас территории определяют (по Badarch et al., 2002): палеопротерозойский Эрендабанский, неопротерозойский Идэрмекский и раннепалеозойские Керуленский и Мандалгобийский террейны, объединенные в результате раннепалеозойской аккреции в общий континентальный блок, структуры которого выделяются также как Центрально-Монгольская зона (Тектоника..., 1974). Блок с юга граничил с Палеоазиатским океаном, а с севера с Монголо-Охотским бассейном.

Закрытие бассейнов Палеоазиатского океана в позднем палеозое сопровождалось аккрецией островодужных комплексов последнего к Центрально-Монгольской зоне (в современных координатах с юга) и переходом территории в режим активной континентальной окраины с образованием краевого позднепалеозойского Северо-Гобийского вулканического пояса (Моссаковский, 1975; Li J., 2006; Chen et al., 2009; Wu et al., 2011; Eizenhöfer et al., 2015; Li Y. et al., 2016; Li S. et al., 2017).

Геологическая история Монголо-Охотского пояса началась в силуре (Ярмолук и др., 2018) или ранее, а закрытие этого океанического бассейна происходило в позднем палеозое–раннем мезозое последовательно с запада на восток (Zonenshain et al., 1990; Scotese, 1991; Parfenov et al., 1999; Tomurtogoo et al., 2005; Wu et al., 2011; Donskaya et al., 2013; Wang W. et al., 2015; Wang T. et al., 2022). В пределах Монголии структуры пояса представлены Хангайским и Хэнтэйским прогибами, завершение формирования которых произошло к перми и раннему триасу соответственно. Закрытие этих прогибов к указанным рубежам зафиксировано поясами щелочных гранитов соответственно пермского (Ярмолук и др., 2016) и поздне триасового–раннеюрского (Ярмолук и др., 2019a) возраста, пересекающими и сшивающими борта этих прогибов в районе Хангая и к югу от него в первом случае и в районе южного склона Хэнтэя во втором. В позднем триасе–ранней юре в пределах Хэнтэйской части сформировавшегося орогена (Восточная Монголия) возник зональный магматический ареал с Хэнтэйским батолитом в центре (Коваленко и др., 2003) (врезка на рис. 1). Южная периферия ареала, или зона распыленного магматизма по (Коваленко и др., 1984), представлена полями вулканами и многочисленными небольшими плутонами гранитоидов, которые распространились на значительные пространства Восточной Монголии.

Развитые в ее строении магматические комплексы сформировались по обе стороны Монголо-Охотской сутуры, зафиксировав тем самым закрытие здесь палеоокеана к середине триаса. Сшивающий характер этих образований наиболее эффективно демонстрируют поздне триасовые—раннеюрские щелочные (агпайтовые) граниты. Они образуют цепь массивов, пересекающую Джаргалантуинский прогиб и обрамляющие его структуры, которые на территории Монголии трассируют сутурную зону на месте Монголо-Охотского бассейна (Ярмолюк и др., 2019а).

В средней—поздней юре территория Восточной Монголии находилась в области развития процессов, действовавших, во-первых, со стороны завершившейся коллизии в зоне Монголо-Охотского бассейна и, во-вторых, со стороны Тихоокеанской конвергентной границы Азиатского континента. С последними связывается заложение магматического пояса Большого Хингана (Faure, Natalin, 1992; Zhang J. et al., 2008, 2010; Ouyang et al., 2015; Deng et al., 2019) (врезка на рис. 1), протянувшегося поперек структур Центрально-Монгольской зоны вблизи границы Монголии и Китая. К середине юры Монголо-Охотский пояс завершил свое формирование (Sorokin et al., 2020). Еще небольшие остаточные седиментационные бассейны сохранялись в поздней юре в Западном и Восточном Забайкалье (Arzhannikova et al., 2022), а основная территория Восточной Монголии оказалась во внутриконтинентальной части Азии, расположенной в удаленном тылу Тихоокеанской активной континентальной окраины. Однако именно здесь на протяжении раннего мела протекали интенсивные магматические процессы, сформировавшие Восточно-Монгольский вулканический пояс.

Этот краткий экскурс в геологическую историю показывает, что в течение практически всего мезозоя территория Восточной Монголии служила ареной магматической деятельности. Однако причины магматизма на разных этапах этой истории были разные, и, соответственно, разными были составы магматических ассоциаций и структурные закономерности их распространения.

МЕТОДИКА ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Геохронологические исследования опирались на коллекцию образцов вулканических пород, собранную практически из всех крупных вулканических полей Центральной и Восточной Монголии, которые на геологических картах были отнесены к позднему мезозою. Кроме того, были использованы пробы из ряда массивов кислых вулканических пород, которые лишены стратиграфических соотношений с датированными породами,

и поэтому их геологическая позиция определялась по-разному.

Для исследований привлекались наиболее свежие породы, не затронутые вторичными изменениями, о чем свидетельствуют величины потерь при прокаливании, в целом не превышающие 2.5 мас.%. Изученные вулканические породы, как правило, афировые, реже порфиоровые, содержащие редкие вкрапленники пироксена и плагиоклаза (в базальтах) или калиевого полевого шпата, слюды и амфибола (в кислых породах), заключенные в тонкокристаллическом (реже стекловатом) базисе. Для геохронологических исследований использовался очищенный под микроскопом от вторичных изменений микролитовый матрикс пород или фракции калиевого полевого шпата (кислые породы). Изотопный возраст вулканических образований определен в ИГЕМ РАН (г. Москва) К—Аг методом по методике, разработанной ранее (Чернышев и др., 2006; Лебедев и др., 2020). Концентрация радиогенного ^{40}Ar в изученных образцах измерена методом изотопного разбавления (трассер — моноизотоп ^{38}Ar) на масс-спектрометре МИ-1201 ИГ высокого разрешения, а содержание калия — методом пламенной спектрометрии на фотометре ФПА-01.

Для ряда пород кислого состава были использованы модельные оценки возраста на основе Rb—Sr изотопной системы как пород, так и содержащихся в них минералов с высокими значениями $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ (> 50) в предположении, что первичный изотопный состав Sr не превышал величины 0.705 (Ярмолюк и др., 2020).

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Результаты новых К—Аг определений возраста приведены в табл. 1, а в табл. 2 и на рис. 2а суммированы полученные нами и опубликованные данные о возрасте вулканических пород Центральной и Восточной Монголии, распространенных на территории поздне мезозойского ВМВП. Кроме того, эти данные систематизированы на гистограмме, демонстрирующей частоту распределения установленного возраста вулканических пород в геологическом времени (рис. 2б). В соответствии с гистограммой, среди пород, отнесенных на геологических картах к позднему мезозою, выделяется несколько разновозрастных групп: поздне триасовая, средне-позднеюрская, раннемеловая и поздне меловая. Это деление в определенной степени согласуется с данными Е. В. Девяткина и В. Ф. Шувалова (1990), которые выделяли в Восточной Монголии раннесреднеюрский (162—184 млн лет), позднеюрский (156—145 млн лет) и раннемеловой (141—119 млн лет) этапы вулканизма. Породы этих этапов характеризуются различными пространственными и структурными особенностями

Таблица 1. Результаты K–Ar геохронологических исследований вулканических пород, распространенных на территории Восточно-Монгольского вулканического пояса

Номер образца	Порода	Калий, % $\pm \sigma$	$^{40}\text{Ar}_{\text{рад}}$ (нг/г) $\pm \sigma$	$^{40}\text{Ar}_{\text{атм}}$, % в образце	Возраст, млн лет $\pm 2\sigma$
ЮХ-29/7	Серый K-Fsp-порфировый трахит	4.69 \pm 0.05	74.30 \pm 0.23	5.3	215 \pm 5
ЮХ-29/11	Черный афировый трахиандезибаза́лт	2.07 \pm 0.03	31.05 \pm 0.13	16.2	204 \pm 6
ЮХ-29/16	Светло-серый афировый риолит	4.88 \pm 0.05	75.94 \pm 0.24	4.3	212 \pm 4
ВГ-3/1	Светло-сиреневый K-Fsp-Qtz-порфировый риолит	1.87 \pm 0.02	27.99 \pm 0.09	6.0	204 \pm 4
ВГ-3/4	Темно-бурый K-Fsp-порфировый риолит	4.91 \pm 0.05	64.23 \pm 0.21	7.4	179 \pm 4
ВГ-3/6	Темно-серый K-Fsp-порфировый риолит	4.14 \pm 0.05	53.22 \pm 0.19	10.5	176 \pm 4
ВГ-3/30	Ол-порфировый тонкозернистый базальт	1.18 \pm 0.02	17.77 \pm 0.06	10.0	205 \pm 6
ВГ-3/35	Светло-серый K-Fsp-порфировый риолит	4.09 \pm 0.05	62.25 \pm 0.20	7.1	207 \pm 5
ВГ-3/37	Сиреневато-серый тонкозернистый афировый трахит	3.55 \pm 0.04	53.50 \pm 0.17	7.1	205 \pm 4
ВГ-3/40	Светло-сиреневый тонкозернистый афировый риолит	4.03 \pm 0.05	49.71 \pm 0.15	2.4	170 \pm 4
ВГ-3/44	Светло-серый Qtz-порфировый тонкозернистый риолит	4.26 \pm 0.05	38.42 \pm 0.12	2.3	126 \pm 3
ВГ-5/8	Бурый Pl-порфировый тонкозернистый трахит	3.39 \pm 0.04	31.95 \pm 0.11	10.8	131 \pm 3
ВГ-5/25	Черный тонкозернистый афировый трахибазальт	1.78 \pm 0.02	21.46 \pm 0.07	6.3	166 \pm 4
ВГ-5/30	Голубоватый Pl-Amph-порфировый дацит	0.387 \pm 0.010	4.18 \pm 0.02	20.5	149 \pm 7
ВГ-5/32	Голубоватый K-Fsp-Bt-порфировый риолит	5.10 \pm 0.06	55.77 \pm 0.18	7.2	151 \pm 3
ВГ-5/34	Сиреневый K-Fsp-Bt-порфировый риолит	4.33 \pm 0.05	53.00 \pm 0.16	2.4	168 \pm 4
ВГ-5/42	Темно-бурый тонкозернистый афировый трахибазальт	2.16 \pm 0.03	20.85 \pm 0.06	4.9	134 \pm 3
ВГ-5/69	Серый K-Fsp-Amph-порфировый трахит	4.71 \pm 0.05	41.91 \pm 0.14	8.4	124 \pm 3
ВГ-5/72	Темно-бурый тонкозернистый афировый базанит	2.30 \pm 0.03	20.42 \pm 0.06	5.2	124 \pm 3
ВГ-5/78	Черный тонкозернистый афировый трахиандезибаза́лт	1.77 \pm 0.02	14.91 \pm 0.05	10.3	118 \pm 3
ВГ-7/16	Серый тонкозернистый афировый трахиандезит	2.43 \pm 0.03	27.03 \pm 0.09	6.2	154 \pm 4
ВГ-7/18	Светло-сиреневый Qtz-K-Fsp-порфировый риолитовый туф	7.39 \pm 0.08	80.40 \pm 0.25	3.8	151 \pm 3
ВГ-7/40	Светло-серый Qtz-K-Fsp-порфировый риолит	6.00 \pm 0.07	57.39 \pm 0.18	4.2	133 \pm 3
ВГ-7/43	Черный афировый тонкозернистый трахиандезибаза́лт	2.53 \pm 0.03	19.11 \pm 0.06	5.3	105.7 \pm 2.6
ВГ-7/48	Черный афировый стекловатый трахиандезибаза́лт	2.34 \pm 0.03	25.33 \pm 0.08	7.7	150 \pm 4
ВГ-7/53	Черный афировый тонкозернистый трахиандезибаза́лт	1.98 \pm 0.02	18.17 \pm 0.06	6.0	128 \pm 3

Примечание. Исследования выполнены В. А. Лебедевым в Лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН по методике (Чернышев и др., 2006; Лебедев и др., 2020). Анализированный материал — матрикс породы, кроме образцов ВГ-7/18 и ВГ-7/40, представленных K-Fsp. Координаты точек отбора образцов приведены в табл. 2.

Таблица 2. Геохронологические данные для мезозойских–раннекайнозойских вулканических пород, распространенных на территории позднемезозойского Восточно-Монгольского вулканического пояса

Номер образца (район, формация)	Порода	Возраст, млн лет	Метод датирования, материал	Координаты		Источник данных
				° в.д.	° с.ш.	
Район Ахарын-Ула (I на рис. 2)						
ЮХ-29/11	ТАБ	204±6	K-Ar Mat	103.7162	45.1032	1
Tugrug	Базальт	219±1	Ar-Ar WR	103.3116	45.4178	2
ЮХ-29/7	Трахит	215±5	K-Ar Mat	103.8334	45.0785	1
ЮХ-29/16	Риолит	212±4	K-Ar Mat	103.7809	45.0047	1
Юго-Западный сегмент (II на рис. 2)						
СГ-3/1	ТАБ	150±4	K-Ar Mat	109.4230	44.8158	3
СГ-4/4	Базанит	87±2.5	K-Ar Mat	107.6452	44.8156	4
СГ-4/15	ТА	133±3	K-Ar Mat	107.8249	44.9774	3
СГ-4/20	Базанит	51±2	K-Ar Mat	106.5819	45.3341	4
СГ-4/24	АБ	82.5±2.5	K-Ar Mat	106.5548	45.5136	4
СГ-4/28	Базальт	47.5±2.5	K-Ar Mat	106.6110	45.7841	4
СГ-4/40	ТБ	124±3	K-Ar Mat	106.4021	46.1683	3
СГ-4/31	ТБ	123±4	K-Ar Mat	106.9311	46.0460	3
Nar Hotol	Базальт	131±1	Ar-Ar Pl	109.3876	44.4663	5
Nar Hotol	Базальт	126±1	Ar-Ar Pl	109.7994	44.6193	5
Dundgobi	ТБ	113±2	K-Ar WR	106.4233	46.1500	6
Dornogobi	ТА	99±2	K-Ar WR	110.0941	44.7825	6
Khootin Khotgor Fm	Туф	165±2	LA-ICPMS Zr	107.7038	45.7016	7
Khukhteg Fm	Туф	119±1	LA-ICPMS Zr	107.8710	44.7358	7
Центральный сегмент (III на рис. 2)						
ВГ-1/4	ТАБ	128±3	K-Ar Mat	111.3807	45.2109	3
ВГ-1/12	ТАБ	126±2.5	K-Ar Mat	111.4575	45.4435	3
ВГ-3/8	ТАБ	127±3	K-Ar Mat	109.8204	46.6829	3
ВГ-3/19	ТА	140±4	K-Ar Mat	108.8857	47.2059	3
ВГ-3/30	Базальт	205±6	K-Ar Mat	110.5096	46.9114	1
ВГ-3/31	ТАБ	113±3	K-Ar Mat	110.4093	46.8536	3
ВГ-3/47	ТА	128±3	K-Ar Mat	110.1855	46.4266	3
ВГ-3/53	ТБ	109±4	K-Ar Mat	109.8196	46.3117	3
ВГ-5/17	ТАБ	126±3	K-Ar Mat	112.4641	46.5612	3
ВГ-5/25	ТБ	166±4	K-Ar WR	112.3011	46.9704	1
ВГ-5/26	Базанит	208±4	K-Ar Mat	112.2295	47.0297	3
ВГ-7/53	ТАБ	128±3	K-Ar Mat	111.7245	47.1677	1
Tsagantsav Fm	Базальт	131±3	K-Ar WR	111.9357	45.4317	7

Таблица 2. Продолжение

Номер образца (район, формация)	Порода	Возраст, млн лет	Метод датирования, материал	Координаты		Источник данных
				° в.д.	° с.ш.	
Tsagantsav Fm	Базальт	129±3	K-Ar WR	111.9357	45.4317	7
Bruun-Urt	ТА	171±1	Ar-Ar Mat	113.1560	46.6831	8
ВГ-3/1	Риолит	204±4	K-Ar WR	109.1891	46.5371	1
ВГ-3/4	Риолит	179±4	K-Ar WR	109.2633	46.6145	1
ВГ-3/6	Риолит	176±4	K-Ar WR	109.2561	46.6250	1
ВГ-3/9	Риолит	136±3	K-Ar Mat	109.8214	46.6833	3
ВГ-3/9	Риолит	129±1	Rb-Sr Mod	109.8214	46.6833	3
ВГ-3/35	Риолит	207±5	K-Ar WR	110.4415	46.6817	1
ВГ-3/37	Трахит	205±4	K-Ar Mat	110.7499	46.4695	1
ВГ-3/40	Риолит	170±4	K-Ar Mat	110.7409	46.1695	1
ВГ-3/44	Риолит	128±1	Rb-Sr Mod	110.3299	46.3261	3
ВГ-3/44	Риолит	126±3	K-Ar Mat	110.3299	46.3261	1
ВГ-3/50	Риолит	128±3	K-Ar Mat	110.2290	46.0229	3
ВГ-5/8	Трахит	131±3	K-Ar WR	112.3140	46.9174	1
Uulbayan	Трахит	132±1	Ar-Ar Mat	112.4334	46.6088	8
Грабен р. Онон (IV на рис. 2)						
ВГ-5/72	Базанит	124±3	K-Ar Mat	111.0312	48.0019	1
ВГ-5/78	ТАБ	118±3	K-Ar Mat	111.9068	48.7876	1
ВГ-5/86	ТАБ	95±3	K-Ar Mat	111.3610	48.8837	3
ВГ-5/100	ТБ	120±3	K-Ar Mat	110.2703	48.5049	3
ВГ-5/104	ТБ	122±3	K-Ar Mat	110.2342	48.1886	3
Khentii	ТБ	111±2	K-Ar WR	110.7602	48.5477	6
Erendavaa	ТАБ	138±3	Ar-Ar WR	111.7005	48.3138	9
Erendavaa	ТАБ	139±1	Ar-Ar WR	111.7005	48.3138	9
Erendavaa	Базальт	121±1	Ar-Ar WR	111.4888	47.8936	9
ВГ-5/69	Трахит	124±3	K-Ar Mat	111.2370	48.0252	1
Северо-Восточный сегмент, грабен р. Улдза (V на рис. 2)						
ВГ-5/42	ТБ	134±3	K-Ar Mat	114.1778	48.6530	1
ВГ-7/7	ТА	123±2.7	K-Ar Mat	113.1022	49.3626	10
ВГ-7/16	ТА	154±4	K-Ar Mat	113.6920	49.4946	1
ВГ-7/22	ТАБ	104.2±2.6	K-Ar Mat	114.4577	49.4402	10
ВГ-7/31	ТАБ	99.7±2.6	K-Ar Mat	114.7675	49.7225	10
ВГ-7/34	ТАБ	90.4±2.3	K-Ar Mat	114.7980	49.7243	10
ВГ-7/43	ТАБ	105.7±2.6	K-Ar Mat	115.3265	48.7313	1
Duch Gol	Базанит	104.7±0.3	Ar-Ar WR	115.0031	50.0008	11
ВГ-5/50	Риолит	158±2	Rb-Sr Mod	114.1020	49.0695	3

Таблица 2. Окончание

Номер образца (район, формация)	Порода	Возраст, млн лет	Метод датирования, материал	Координаты		Источник данных
				° в.д.	° с.ш.	
ВГ-7/18	Риолит	151±3	К-Ar К-Fsp	113.7888	49.2797	1
ВГ-7/40	Риолит	133±3	К-Ar К-Fsp	115.2928	48.7213	1
Восточный сегмент (VI на рис. 2)						
ВГ-7/48	ТАБ	150±4	К-Ar Mat	115.1042	46.8231	1
Choibalsan	ТА	158±1	Ar-Ar Mat	113.7841	48.8833	8
Choibalsan	ТА	160±3	Ar-Ar Mat	114.5739	48.6631	8
ВГ-5/30	Дацит	149±7	К-Ar Mat	114.2672	47.4952	1
ВГ-5/32	Риолит	151±3	К-Ar Mat	114.0581	47.5906	1
ВГ-5/34	Риолит	168±4	К-Ar Mat	114.0466	47.7796	1
ВГ-5/34	Риолит	156±2	Rb-Sr WR-Bt	114.0466	47.7796	3
ВГ-7/46	Трахит	154±2	Rb-Sr Bt-Pl	115.0495	47.0984	3
Dornod	Риолит	118±5	К-Ar WR	115.1845	46.6013	6
Uldz-Gol	Трахит	153±1	Ar-Ar Mat	113.7940	49.5246	8
Khukhteg Fm	Туф	120±2	LA-ICPMS Zr	115.3536	46.7627	7
Shinekhudag Fm	Туф	122±2	LA-ICPMS Zr	115.3536	46.7627	7
Shinekhudag Fm	Туф	121±1	LA-ICPMS Zr	115.4056	46.7767	7
Tsagantsav Fm	Туф	124±2	LA-ICPMS Zr	115.4056	46.7767	7

Примечание. ТБ — трахибазальт, ТАБ — трахиандезибазальт, АБ — андезибазальт, ТА — трахиандезит. Материал датирования: Mat — матрикс породы, WR — порода в целом, Zr — циркон, Bt — биотит, Pl — плагиоклаз, К-Fsp — калиевый полевой шпат, Mod — модельный возраст пород с $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} > 50$. Источники геохронологических данных: 1 — настоящая статья, 2 — Johnson et al., 2015, 3 — Ярмолюк и др., 2020, 4 — Ярмолюк и др., 2019б, 5 — Graham et al., 2001, 6 — Bars et al., 2018, 7 — Hasegawa et al., 2018, 8 — Sheldrick et al., 2020a, 9 — Sheldrick et al., 2020b, 10 — Кузнецов и др., 2022, 11 — Dash et al., 2015.

проявления, что свидетельствует об их автономном образовании. Тем не менее они отмечаются в пределах вулканического пояса, что ведет к необходимости их вычленения из строения последнего. Для этого характеристика пород будет сопровождаться сведениями об их геохимических особенностях, необходимых для демонстрации не только возрастных, но и вещественных различий разновозрастных вулканических ассоциаций. В качестве эталона магматизма, типичного для ВМВП, будет использован состав покровов базальтов с геохронологически подтвержденным раннемеловым возрастом (Ярмолюк и др., 2019б, 2020; Кузнецов и др., 2022).

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И СОСТАВА МЕЗОЗОЙСКИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ВОСТОЧНОЙ МОНГОЛИИ

Позднетриасовые комплексы. Им отвечают магматические ассоциации, характеризующиеся широким развитием пород основного состава,

возрастная позиция которых не была определена геохронологическими методами, но которые по своему облику имели сходство с основными вулканитами раннемеловой цаганцабской серии. Здесь, прежде всего, следует выделить ряд вулканических полей, которые наблюдаются в районе гор Ахарын-Ула в юго-восточном обрамлении Хангайского нагорья (рис. 3). Такая необходимость связана с тем, что эти поля на геологических картах определяют западную границу распространения позднемезозойских вулканических толщ ВМВП (Карта..., 1979, 1989; Монгол..., 2010).

Вулканические поля района гор Ахарын-Ула распространены на площади более 3000 км² на западном борту р. Онгийн-гол в Центральной Монголии (рис. 3). На геологических картах они отнесены к раннему мелу (Карта..., 1979; Монгол..., 2010). Вулканические поля сопряжены с серией субширотных грабенных и сложены породами бимодальной базальт-трахит-пантеллеритовой ассоциации. В строении наиболее крупных грабенных

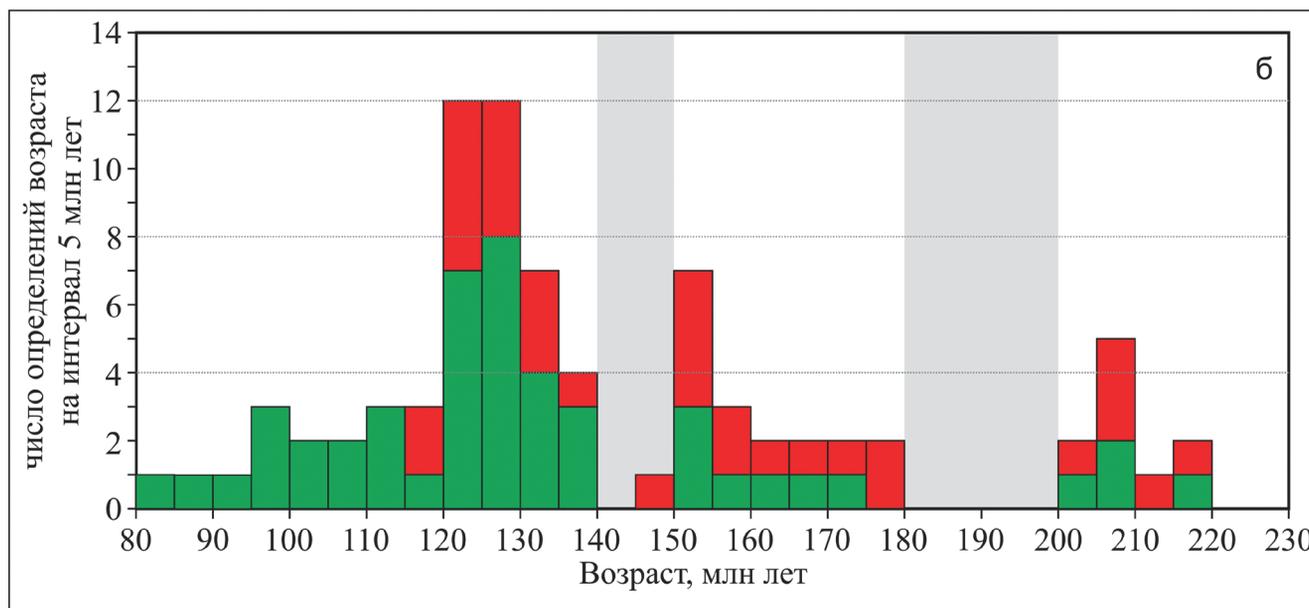
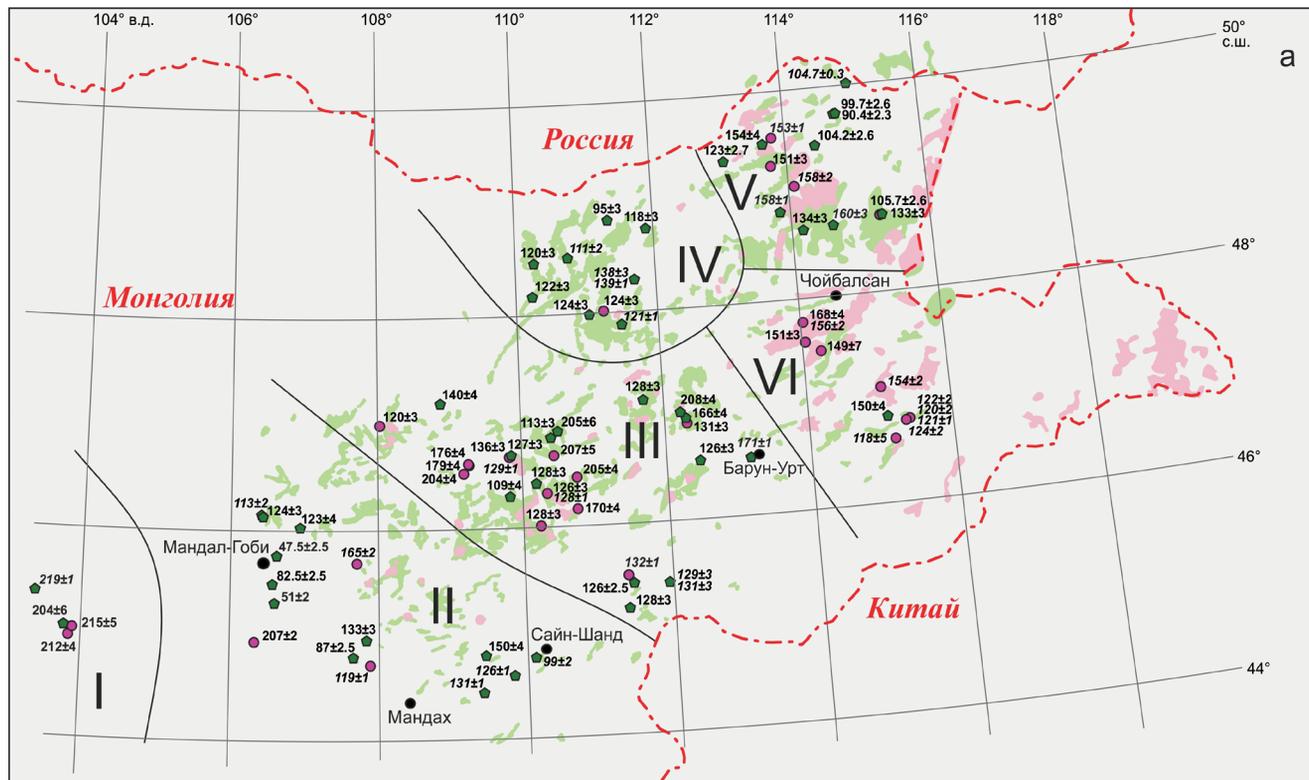


Рис. 2. Схема геохронологической изученности вулканических полей (а) и гистограмма распределения возрастов пород, отнесенных на геологических картах к позднемезозойскому Восточно-Монгольскому вулканическому поясу (б). Римскими цифрами на схеме выделены районы, в соответствии с которыми в табл. 2 представлены геохронологические данные. 1, 2 — поля вулканических пород: 1 — основного состава, 2 — среднего и кислого состава; 3, 4 — места отбора проб для геохронологических исследований и их возраст в млн лет (прямой шрифт — К–Аг данные, полученные в лаборатории ИГЕМ РАН, курсив — иные геохронологические данные): 3 — основных пород, 4 — средних и кислых пород; 5–7 — показатели гистограммы: 5 — основные породы, 6 — средние и кислые породы, 7 — перерывы в магматической активности.

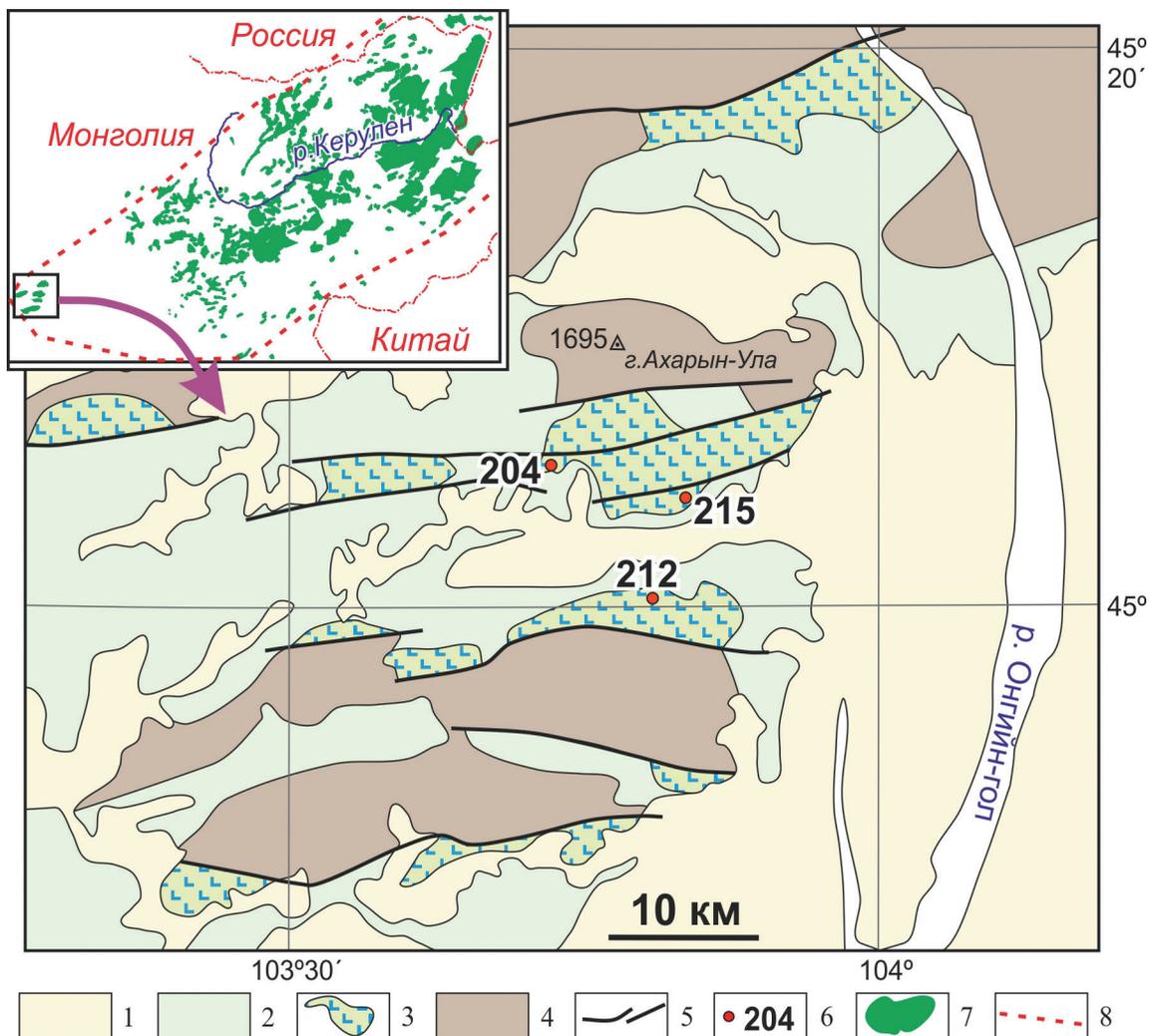


Рис. 3. Схема распределения вулканических полей мезозоя в районе гор Ахарын-Ула. На врезке показано положение района относительно ВМВП.

1, 2 — терригенные комплексы: 1 — кайнозойские, 2 — меловые; 3 — вулканические комплексы; 4 — домеловое основание территории; 5 — разломы; 6 — места отбора проб для геохронологических исследований и возраст пород в млн лет. На врезке: 7 — вулканические поля, относимые к ВМВП на картах (Карта..., 1979; Монгол..., 2010); 8 — границы вулканической области.

основной объем пород приходится на трахибазальты и трахиандезитбазальты; следующими по распространенности являются трахириолиты, трахириодациты, щелочные риодациты (пантеллериты) и трахиты. В разрезе толщ, превышающих по мощности 1200 м, нижние горизонты сложены гиадокластитами и шаровыми лавами базальтов, указывающими на внутриозерный характер излияний. Средние уровни разреза представлены многочисленными маломощными потоками базальтов. Кислые и средние породы появляются в верхних частях разреза, где они переслаиваются с базальтами. Возраст пород этой ассоциации установлен в диапазоне 219–204 млн лет (табл. 1, 2), хотя повышенное содержание атмосферного ^{40}Ar в образце ЮХ-29/11 с наиболее молодым значением возраста

204 ± 6 млн лет (табл. 1) может свидетельствовать о нарушении К–Аг изотопной системы и, следовательно, о более узком интервале вулканизма в районе гор Ахарын-Ула около 215 млн лет.

Петрохимические характеристики пород из вулканических полей района гор Ахарын-Ула приведены в дополнительных материалах к этой статье и отражены на рис. 4 и 5. Эти породы образуют бимодальную ассоциацию, их составы отвечают субщелочной и щелочной петрохимическим сериям. По петрохимическим характеристикам они достаточно близки к породам ВМВП, в частности по содержанию TiO_2 (> 2 мас.%), но отличаются менее кремнекислым составом пород базитовой части ассоциации ($\text{SiO}_2 < 50$ мас.%) и более высокой щелочностью, прежде всего калиевой, средних и кислых пород.

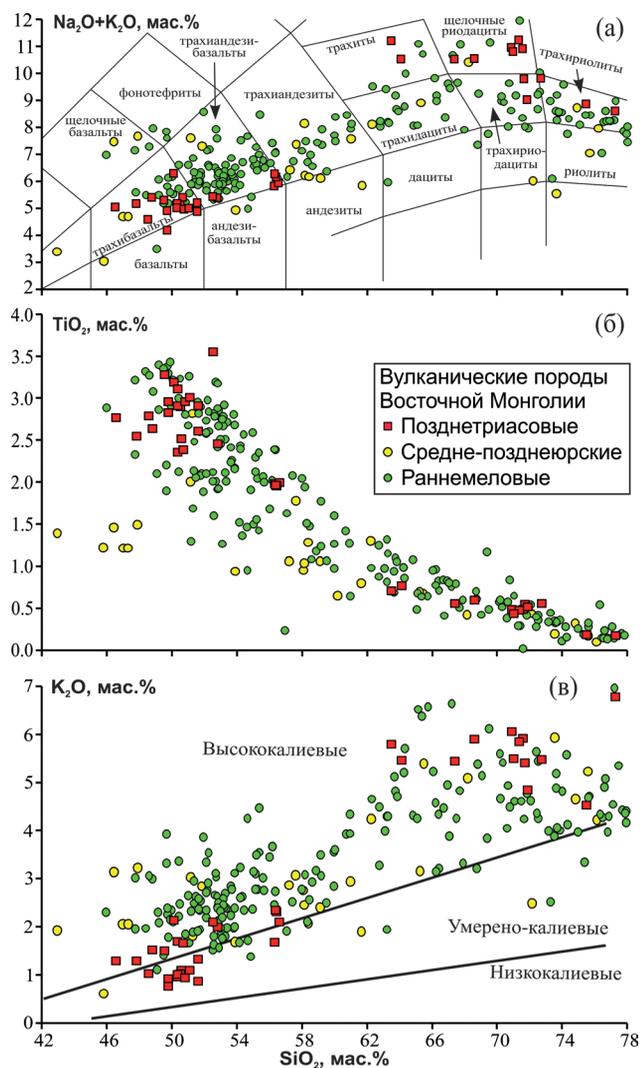


Рис. 4. Вариации составов разновозрастных пород мезозоя Восточной Монголии.

Поля составов на диаграмме (а) по (Шарпенюк и др., 2009), на диаграмме (в) по (Pescerillo, Taylor, 1976).

Основные породы этой ассоциации отличаются от раннемеловых базальтоидов менее фракционированным распределением рассеянных элементов (рис. 5), они заметно беднее элементами левой части спайдерграмм (LILE, HFSE, LREE), но обладают более высокими содержаниями средних и тяжелых редкоземельных элементов (REE). По сравнению с OIB они обогащены большинством элементов, за исключением Th, U, Ta, Nb. На спайдерграммах отмечаются также минимумы Sr, Eu и Ti.

Кислые породы бимодальной ассоциации являются высокощелочными, коэффициент апаитности в них нередко превышает 1, высокая щелочность пород определяет появление в их составе щелочного амфибола и эгирина. По сравнению с ассоциирующими с ними базальтами, кислые породы обогащены большинством несовместимых элементов, особенно

Th, U, Zr, Hf, REE. Дефицит содержания Ba, Sr, P, Eu и Ti, очевидно, вызван фракционированием этих элементов полевыми шпатами, апатитом и титаномагнетитом. Содержания Nb и Ta также относительно понижены, хотя и существенно выше, чем в ассоциирующих с ними базальтах. Редкоземельные элементы слабо фракционированы ($(La/Yb)_n = 3-10$), особенно в части средних и тяжелых REE ($(Dy/Yb)_n = 0.96-1.2$), характеризуются глубоким минимумом Eu, что сближает рассматриваемые породы с гранитоидами А-типа.

Содержания большинства несовместимых элементов в вулканических породах района возрастают с ростом SiO_2 и увеличением отрицательной Eu-аномалии. Это позволяет предполагать, что формирование магматических ассоциаций района в основном было связано с кристаллизационной дифференциацией исходной базальтовой магмы.

Средне-позднеюрские комплексы. Прежде всего, эти комплексы представлены кислыми вулканическими породами, слагающими крупные вулканические поля в восточной части ВМВП. В работе (Dash et al., 2015) породы этих полей отнесены к шшонит-латитовой ассоциации. Е.В. Девяткин и В.Ф. Шувалов (1990) рассматривали соответствующие породы в объеме шарилинской и тормохонской свит. Для отложений существенно конгломератовой шарилинской свиты и ее аналогов, распространенных на обширных площадях к югу от Монголо-Охотской сутуры, были получены значения возраста, отвечающие диапазону 165–155 млн лет (Graham et al., 2001; Johnson, Graham, 2004; Hasegawa et al., 2018). По данным (Соловьев и др., 1977), кислые лавы к северу и северо-востоку от Чойбалсана имеют значения возраста 152, 158, 162 млн лет, а к югу от него, в районе сомона Матад — 148–163 млн лет. С этими оценками вполне согласуются полученные нами данные (табл. 1, 2). Помимо К–Аг датирования, для пород кислого состава были получены возрастные оценки на основе изохронного Rb–Sr метода (Ярмолюк и др., 2020). Возраст трахириолитов шшонит-латитовой ассоциации Чойбалсанской впадины составил ~156 млн лет. Возраст пород той же ассоциации в районе г. Барун-Матадан-Ула определен в ~154 млн лет. Возраст пород той же ассоциации в районе г. Барун-Матадан-Ула определен в ~154 млн лет. Возраст риолитов района У-месторождения Мардай (Дорнод) оценен в ~158 млн лет. В целом диапазон всех полученных значений возраста для этих пород оценивается интервалом 150–168 млн лет.

Наиболее крупное поле пород этого комплекса расположено к югу от г. Чойбалсан на правобережье р. Керулен. Его размеры превышают 110×40 км. Поле сложено мощной (более 1000 м) толщей переслаивающихся лав, игнибригов и туфов трахидацитов, трахиодацитов и трахириолитов, для которых характерны вкрапленники полевых шпатов, кварца и биотита. Эти породы

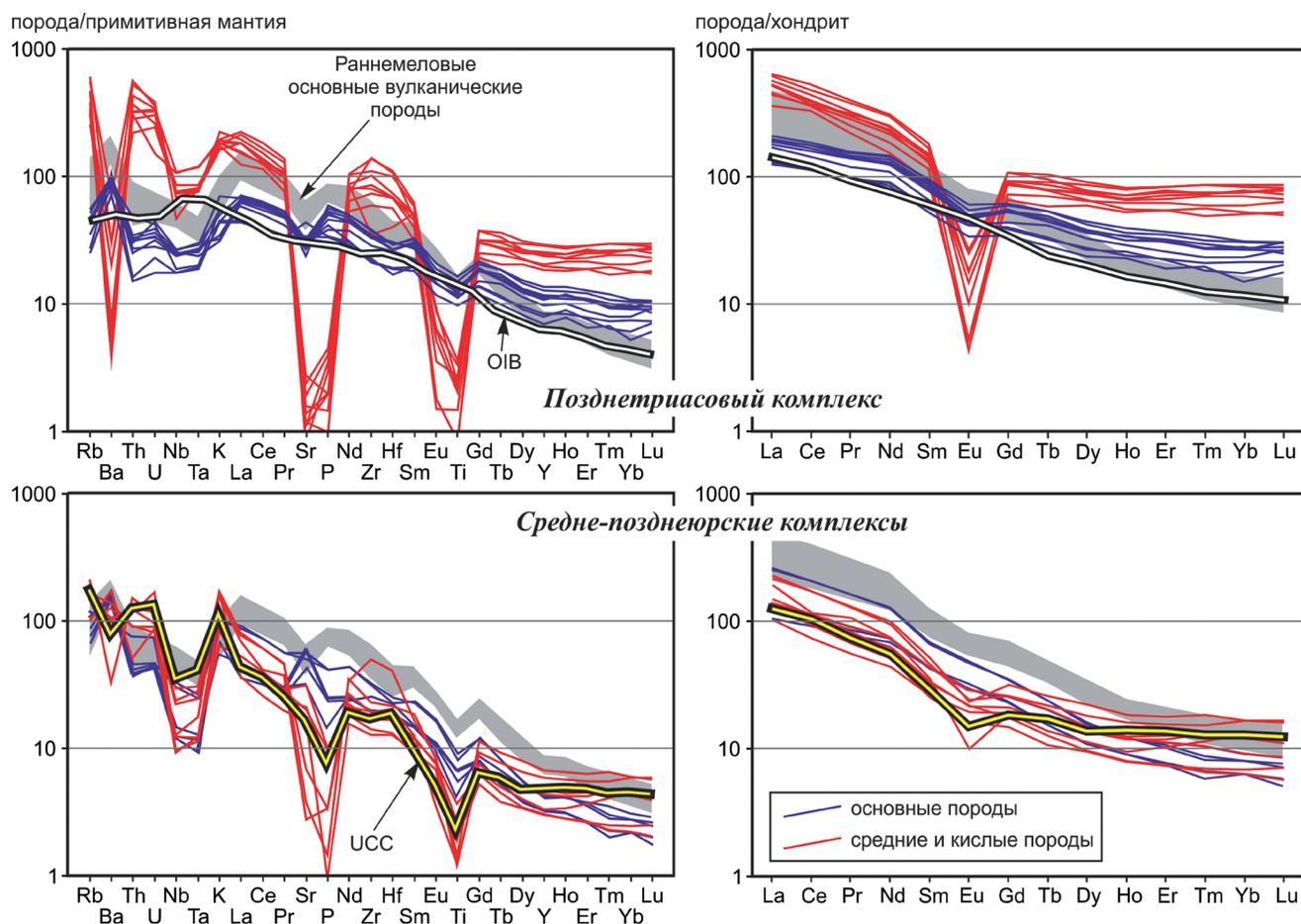


Рис. 5. Спектры распределения нормированных содержаний микроэлементов и редкоземельных элементов в породах поздне триасового и средне-позднеюрского комплексов.

Поле составов раннемеловых основных пород покровного комплекса по (Ярмолюк и др., 2020). OIB и UCC — составы базальтов океанических островов (Sun, McDonough, 1989) и верхней континентальной коры (Rudnick, Gao, 2014) соответственно. Нормирование к составам примитивной мантии и хондрита по (Sun, McDonough, 1989).

относятся к субщелочной и известково-щелочной сериям пород, отвечая их высококальциевым (преимущественно $K_2O > 4$ мас.%) (дополнительные материалы) разновидностям (рис. 4). В геохимическом отношении они имеют большое сходство с составом верхней коры (по Rudnick, Gao, 2014). Распределение REE характеризуется обогащением пород легкими REE ($(La/Yb)_n = 7-15$) и в целом подобно их распределению (и содержанию) в верхней коре ($(La/Yb)_n = 10$) (рис. 5).

Основные породы этой возрастной группы неоднородны по петрохимическим и геохимическим характеристикам. Среди них преобладают умеренно-титанистые базальты, суммарная щелочность в породах варьирует от 3 до 7.5 мас.% при преобладании высококальциевых разновидностей. Содержание рассеянных элементов в базальтах варьирует в широком диапазоне при более или менее сходном типе распределения, характеризующемся дефицитом Nb, Ta и Ti и повышенными содержаниями Ba

и Sr (рис. 5). По этим показателям они сближаются с базальтами IAB-типа. По сравнению с раннемеловыми основными породами цаганцабской серии эти базальты в целом отличаются более низким уровнем содержания рассеянных элементов (рис. 5).

От одновозрастных трахириолитов средне-позднеюрские базальты систематически отличаются более низкими содержаниями Rb, Th, U и HREE, более высокими LREE, Sr, P, Ti и более или менее близкими содержаниями Nb, Ta, Zr и Hf. Эти характеристики свидетельствуют об отсутствии геохимических, а следовательно, и генетических связей между кислыми и основными породами в вулканических ассоциациях средней и поздней юры.

Раннемеловые комплексы. Эти комплексы вулканических пород являются наиболее распространенными в строении ВМВП. Они обычно рассматриваются в рамках позднеюрской–раннемеловой ($J_3-K_1^1$) цаганцабской серии (Мезозойская...,

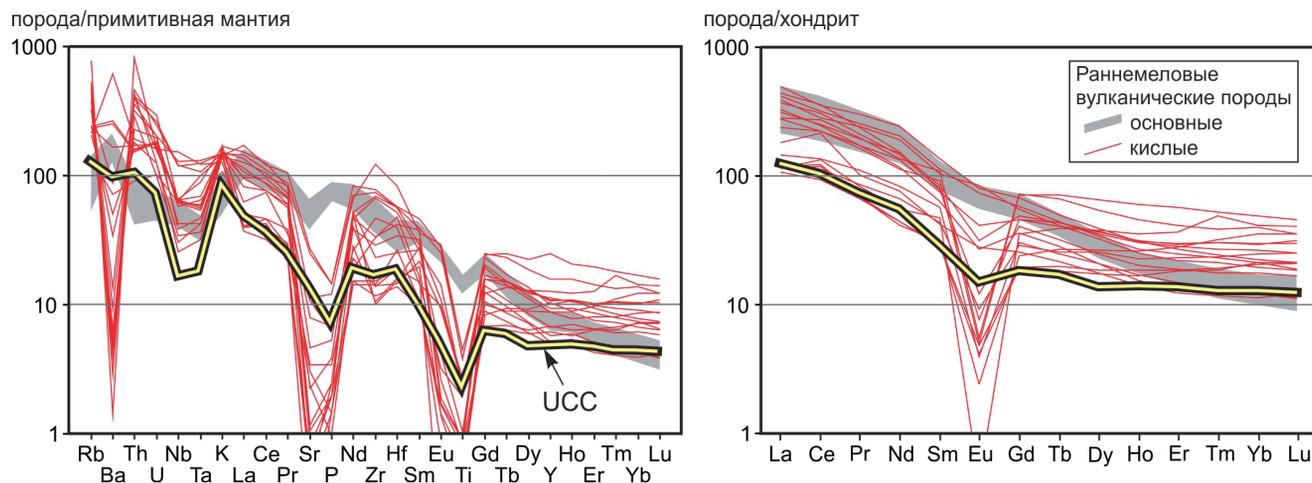


Рис. 6. Спектры распределения нормированных к составам примитивной мантии и хондрита (Sun, McDonough, 1989) содержаний микроэлементов и редкоземельных элементов в породах раннемелового вулканического комплекса. Состав верхней континентальной коры (UCC) приведен по (Rudnick, Gao, 2014).

1975; Фрих-Хар, Лучицкая, 1978). Среди них наиболее широко развиты основные породы трещинных излияний; кислые вулканиды распространены более локально и контролируются вулканами центрального типа, лавовыми куполами и кальдерами (Dash et al., 2015). Детальная характеристика строения и состава раннемеловых магматических комплексов была дана в работе (Ярмолюк и др., 2020). В соответствии с особенностями состава, раннемеловые вулканические породы Восточно-Монгольского пояса подразделяются также на базальт-трахибазальт-трахиандезитовую и риолит-трахириолитовую формации (Карта..., 1989; Геологические..., 1995).

Согласно полученным геохронологическим данным (табл. 1, 2), в раннемеловой истории ВМВП выделяются две фазы активности, отвечающие первой (140–120 млн лет) и второй (120–105 млн лет) половинам раннего мела (рис. 26). В результате был сформирован вулканический чехол области, выделяемый также как покровный комплекс.

Извержения ранней фазы начались трещинными излияниями базальтов, которые сопровождали формирование системы грабенов и горстов, определивших структурный каркас ВМВП (Ярмолюк и др., 2020). Наряду с основными вулканидами, но, как правило, в завершение соответствующих им импульсов активности, формировались также кислые вулканические комплексы в виде штоков, лавовых куполов, экструзий. Основной объем проявлений кислого вулканизма пришелся на интервал 135–120 млн лет. Близкие оценки были получены В. Ф. Шуваловым (1987), определившим возраст базальтов цаганцабской серии в интервале 124–138 млн лет, а залегающих обычно несколько выше кислых эффузивов — 120–128 млн лет.

Следующая фаза активности (120–105 млн лет) характеризовалась преимущественно базитовым типом вулканизма трещинного типа. Кислый магматизм если и проявлялся, то имел резко подчиненное распространение. С этим этапом связана также смена центров извержений. Они локализовались в пределах системы грабенов, протянувшейся вдоль северного края вулканической области, контролируемой разломами Монголо-Охотской сутуры. При этом, как отмечал В. Ф. Шувалов (1987), излияния протекали на фоне интенсивного осадконакопления.

Основные вулканиды первой половины раннего мела представлены трахибазальтами и трахиандезитобазальтами (Dash et al., 2015; Bars et al., 2018; Ярмолюк и др., 2020; Кузнецов и др., 2022). Они характеризуются повышенными содержаниями $TiO_2 > 2$ мас.%, обладают общей высокой щелочностью ($Na_2O + K_2O > 5$ мас.%) и в основном отвечают высоко-К петрохимической серии. По большинству петрохимических параметров они слабо отличаются от основных пород поздне триасовых и средне-позднеюрских ассоциаций (рис. 4). Однако геохимические их отличия достаточно выразительны. Раннемеловые базиты выделяются существенно более высокими содержаниями большинства рассеянных элементов, превышающими в том числе их содержания в ОИВ, исключения составляют Ta, Nb и Ti, содержания которых являются относительно пониженными. Распределение REE в породах фракционированное $((La/Yb)_n = 21-31)$.

Породы кислого состава этих ассоциаций представлены главным образом трахириодацитами, щелочными риодацитами, трахириолитами (рис. 4). Они характеризуются субщелочным составом и отвечают высококалиевой серии. Породы демонстрируют обогащение легкими REE при

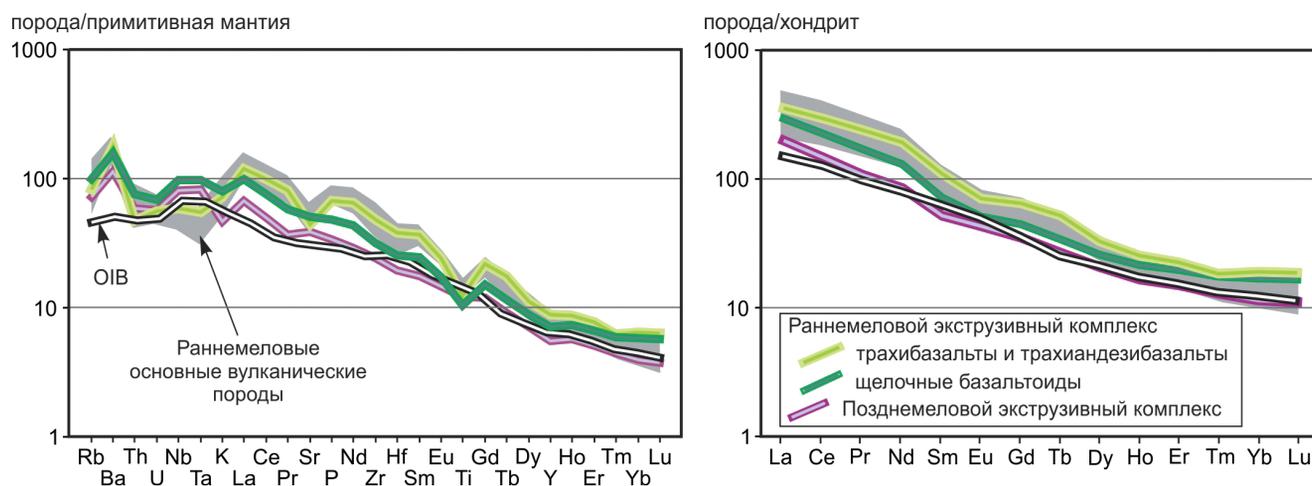


Рис. 7. Спектры распределения нормированных к составам примитивной мантии и хондрита (Sun, McDonough, 1989) содержаний микроэлементов и редкоземельных элементов в породах экструзивного комплекса. Поле составов раннемеловых основных пород покровного комплекса по (Ярмолюк и др., 2020), OIB по (Sun, McDonough, 1989).

слабо фракционированном распределении средних и тяжелых REE. Они имеют сходство с составом верхней континентальной коры (Rudnick, Gao, 2014), однако отличаются от него более высокими содержаниями высокозарядных элементов (Th, U, Ta, Nb, Zr, Hf) и REE и более низкими содержаниями Ba, Sr, P, Eu, Ti (рис. 6). Резко варьирующие согласованные минимумы последних указывают на глубокую дифференциацию исходных кислых расплавов, связанную с фракционированием полевых шпатов, а также рудных минералов. В отличие от кислых пород юры, эти породы являются более обогащенными как высокозарядными, так и редкоземельными элементами.

Ассоциирующие с кислыми вулканитами раннемеловые базальты в целом обладают более высокими содержаниями таких элементов, как LREE, Zr, Hf (рис. 6). В ряду пород от базальтов до риолитов, как правило, отсутствует накопление высоко несовместимых элементов, что указывает на отсутствие между ними генетических связей.

Вулканические ассоциации второй половины раннего мела, в соответствии с полученными геологическими и геохронологическими данными, сосредоточены главным образом в северной части вулканического пояса, трассируемой Монголо-Охотской сутурой. Наиболее заметной структурой, связанной с этой фазой излияний, является Ононский грабен, выполненный преимущественно базальтами второй половины раннего мела (<120–100 млн лет). По составу эти породы близки к базальтам первой половины раннего мела. Они также представлены высокотитанистыми ($\text{TiO}_2 > 2 \text{ мас.}\%$) трахибазальтами и трахиандезитобазальтами, отвечающими высоко-К петрохимической серии. По геохимическим характеристикам эти породы практически не отличаются от аналогичных пород, сформировавшихся на

протяжении начала раннего мела. Они также обогащены литофильными элементами по сравнению с OIB. Нормированные содержания Ta и Nb в них понижены относительно La ($(\text{La/Nb})_n \sim 2.4$), но близки к Th ($(\text{Th/Nb})_n \sim 1.2$). Распределение REE в породах фракционированное ($(\text{La/Yb})_n = 15\text{--}29$). Все эти характеристики свидетельствуют о большом сходстве базитов первой и второй половин раннего мела.

Позднемеловые–раннекайнозойские комплексы вулканитов. Для вулканизма этого возраста характерен экструзивный тип — штоки, неки, лакколиты, вулканические купола, сопровождаемые лавовыми потоками небольшой протяженности. Они сложены базанитами, пикробазальтами, трахибазальтами, фонотефритами и трахиандезитобазальтами. Характерной особенностью пород является наличие в них мантийных и нижнекоровых ксенолитов, а также мегакристовых ассоциаций глубинного происхождения. Эти ассоциации участвуют в строении двух ареалов, разобщенных не только территориально, но и по возрасту формирования (Ярмолюк др., 2019б; Кузнецов и др., 2022). Один из них возник у восточной оконечности вулканической области в самом конце раннего и начале позднего мела (104–90 млн лет), тогда как другой — у западной границы в позднем мелу–палеогене (87 — ~50 млн лет). В соответствии с имеющимися геохронологическими данными, породы этих ареалов условно определены как раннемеловой и поздне-меловой экструзивные комплексы.

Породы раннемелового экструзивного комплекса распространены в бассейне нижнего течения р. Ульда-гол. Они возникли в интервале 104–90 и представлены ассоциациями, включающими пикробазальты, трахибазальты, фонотефриты и трахиандезитобазальты. Ими сложены лавовые потоки, купола и лакколиты, а также шлаковые конусы (Vars et

al., 2018). По сравнению с ОИВ, породы комплекса в целом обогащены большинством рассеянных элементов, но по геохимическим характеристикам распадаются на две группы (рис. 7). В породах одной из них, сложенной преимущественно трахибазальтами и трахиандезитбазальтами, отмечается отрицательная Ta–Nb аномалия ($(La/Nb)_n \sim 1.8$), пониженное содержание Sr и повышенные содержания REE. Эти породы сохраняют сходство с основными породами раннемелового покровного комплекса. В породах другой группы, представленной преимущественно щелочными базальтоидами, аномалии содержаний Sr и Ta–Nb ($(La/Nb)_n$ от 0.95 до 1.11) отсутствуют. При этом спектр распределения других несовместимых элементов такой же, как в породах первой группы, но при несколько более низких их содержаниях.

Породы позднемелового экструзивного комплекса прослеживаются узкой цепочкой выходов вдоль западной торцевой границы вулканической области. В составе комплекса участвуют пикробазальты и трахибазальты, слагающие дайки, штоки, лакколиты, лавовые купола. Породы выделяются повышенной основностью ($SiO_2 = 44–47$ мас.%) и общей высокой суммарной щелочностью, определяющей наличие в составе пород нормативного нефелина (в среднем $Ne_{норм} > 10$ мас.%). Для геохимического спектра вулканитов характерен Ta–Nb максимум и небольшой Ti-минимум, а также знакопеременное поведение Sr. По составу, прежде всего по содержанию REE, они близки к ОИВ, но отличаются более высокими содержаниями Rb, Ba и более низкими K. При сравнении с породами раннемелового экструзивного комплекса отмечается их большое сходство с породами второй геохимической группы, в которых Ta–Nb минимум отсутствует.

ОБСУЖДЕНИЕ

Приведенные данные о возрасте и составе вулканических комплексов, отнесенных на картах (Карта..., 1979, 1989; Монгол..., 2010) к ВМВП, позволяют более строго оценить возрастные и пространственные рамки, в которых произошло его формирование. Кроме того, они отражают специфику состава вулканических продуктов разных этапов, которая может быть использована как для возрастного расчленения вулканических пород при отсутствии других способов их разделения на возрастные группы, так и для расшифровки геодинамической обстановки, определившей магматизм той или иной эпохи.

Позднетриасовые вулканические комплексы

Среди изученных пород, отнесенных к ВМВП, наиболее ранними оказались позднетриасовые вулканические образования. Крупные поля этих

пород установлены в районе гор Ахарын–Ула, которые на геологических картах выделялись в качестве западной границы ВМВП (Карта..., 1979; Монгол..., 2010). Как показано выше, строение этих полей определяют бимодальные вулканические ассоциации, сложенные главным образом основными и кислыми породами повышенной щелочности. При общем сходстве спектра составов пород этих ассоциаций с вулканическими ассоциациями раннемеловой цаганцабской серии различия между ассоциациями достаточно существенные.

Так, в целом базитовые составляющие поздне-триасовых бимодальных ассоциаций являются более основными, а кислые породы более щелочными по сравнению с соответствующими им по составу раннемеловыми породами (рис. 4, 5). Отличаются они и по геохимическим характеристикам. Позднетриасовые базальты в меньшей степени обогащены несовместимыми элементами, прежде всего Th, U, Nb, Ta и LREE; они также характеризуются меньшей степенью фракционирования REE. Кислые породы поздне-триасовых бимодальных ассоциаций демонстрируют геохимические связи с основными породами и характеризуются последовательным ростом содержания несовместимых элементов (Th, U, Nb, Ta, REE) по мере роста SiO_2 и углубления отрицательной Eu-аномалии, являющихся показателями степени дифференцированности расплавов. В отличие от них, меловые кислые породы геохимически не связаны с основными породами (Ярмолук и др., 2020) и по сравнению с последними существенно обеднены несовместимыми элементами.

Ассоциации, близкие по составу к вулканическим комплексам района Ахарын–Ула, но с преобладанием кислых пород, широко распространены в западном обрамлении ВМВП в Центральной Монголии. При этом их возраст оценивался достаточно широко в диапазоне от позднего палеозоя до раннего мезозоя. Они представлены отдельными вулканическими массивами (палеовулканами), сложенными преимущественно щелочными риолитами (комендитами, пантеллеритами, щелочными риодацитами), близкими по составу к соответствующим породам района гор Ахарын–Ула (Ярмолук и др., 2019а). В строении таких вулканов основные породы имеют, как правило, подчиненное распространение, но их петро-геохимические характеристики полностью согласуются с характеристиками базитов района г. Ахарын–Ула. Геохронологические исследования подобных ассоциаций, выполненные в последние годы, показали, что их формирование происходило около 210 млн лет назад (Zhu et al., 2016; Ярмолук и др., 2019а), то есть одновременно с вулканическими ассоциациями района гор Ахарын–Ула. Возрастным аналогом таких палеовулканов в центральных участках ВМВП являются, прежде всего, щелочные гранитоиды, слагающие ряд массивов: Баян–Уланский,

Гал-Шаринский, Чойренский и др., которые по возрасту, минеральному и редкоэлементному составу вполне сопоставляются со щелочными риолитами Центральной Монголии (Ярмолюк и др., 2002, 2019а).

Вулканические ассоциации, подобные рассматриваемым, известны и существенно севернее — в Западном Забайкалье (цаган-хуртейская бимодальная вулканическая серия и щелочные граниты малокуналейского комплекса (Литвиновский и др., 2001)). В целом все эти проявления одно-возрастного бимодального и щелочно-гранитоидного магматизма рассредоточены по обрамлению Хэнтэй-Даурского гранитоидного батолита того же возраста, что позволяет рассматривать их совместно с батолитом в составе общего для них раннемезозойского Монголо-Забайкальского зонального магматического ареала (Ярмолюк и др., 2002; Коваленко и др., 2003). Западное и южное крылья этого ареала, выделяемые как Хархоринская и Северо-Гобийская зоны, захватывают значительные пространства Центральной и Восточной Монголии, что определило появление раннемезозойских магматических комплексов, в том числе вулканических, в пределах территории, занятой ВМВП. Формирование зонального ареала связывается с воздействием мантийного плюма на литосферу молодой орогенной области, возникшей в пределах Хэнтэйского сегмента Монголо-Охотского пояса (Ярмолюк и др., 2016). Предполагается, что масштабное плавление коры под влиянием плюма привело к образованию Хэнтэй-Даурского гранитоидного батолита; одновременно по его обрамлению мантийные расплавы проникали в верхние уровни коры и контролировали зоны развития бимодального и щелочно-гранитоидного магматизма.

Средне-позднеюрские комплексы

На геологических картах Монголии возрастная интервал пород ВМВП определен как поздняя юра—ранний мел. В соответствии с полученными нами и опубликованными возрастными данными, породы этого возрастного интервала действительно широко представлены в пределах пояса. Однако они распадаются на две возрастные группы: средне-позднеюрскую и раннемеловую, разделенные возрастным перерывом между 150 и 140 млн лет (рис. 26). 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. Ему также соответствует перерыв в осадконакоплении (Jerzykiewicz, Russell, 1991), зафиксированный угловым несогласием между отложениями ширилинской и цаганцабской свит (Graham et al., 2001).

Различаются эти группы также по составу пород и закономерностям их размещения в пределах области. Так, средне-позднеюрскую группу

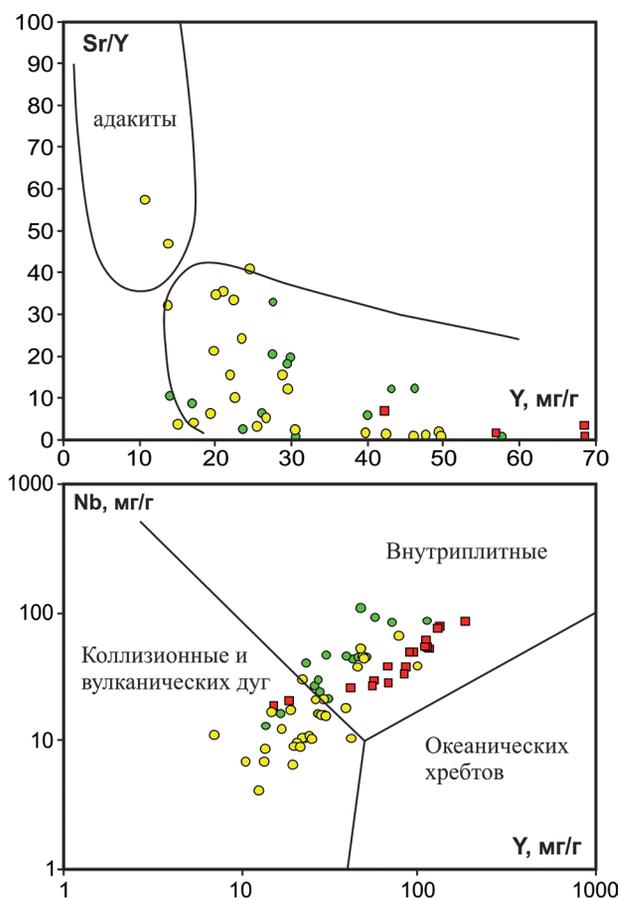


Рис. 8. Положение составов магматических пород ВМВП на диаграммах Y–Sr/Y (Castillo, 2006) и Y–Nb (Pearce et al., 1984). Условные обозначения см. рис. 4.

представляют средние и кислые вулканы — андезиты, трахиты, трахидациты, трахириолиты и риолиты. Для некоторых из них установлены высокие значения Sr/Y и La/Yb, типичные для адакитов (рис. 8). Эти породы по своим геохимическим характеристикам близки к составу верхней коры (рис. 5). Основные породы этой возрастной группы по сравнению с раннемеловыми базальтами обеднены большинством несовместимых микроэлементов (рис. 5), особенно Ta–Nb, что сближает их с надсубдукционными породами.

Область распространения позднеюрских вулканических пород ограничена восточной частью Восточной Монголии (рис. 2а, 9, 10). Здесь они слагают крупные поля, сложенные мощными толщами переслаивающихся лав, туфов и игнимбригов кислого состава. В западной части вулканической области позднеюрские вулканы практически отсутствуют, в связи с чем возникает вопрос о правомочности их отнесения к структурам ВМВП.

На рис. 9 показано распределение поздне-мезозойских вулканических комплексов в пределах ВМВП и прилегающего к нему с востока

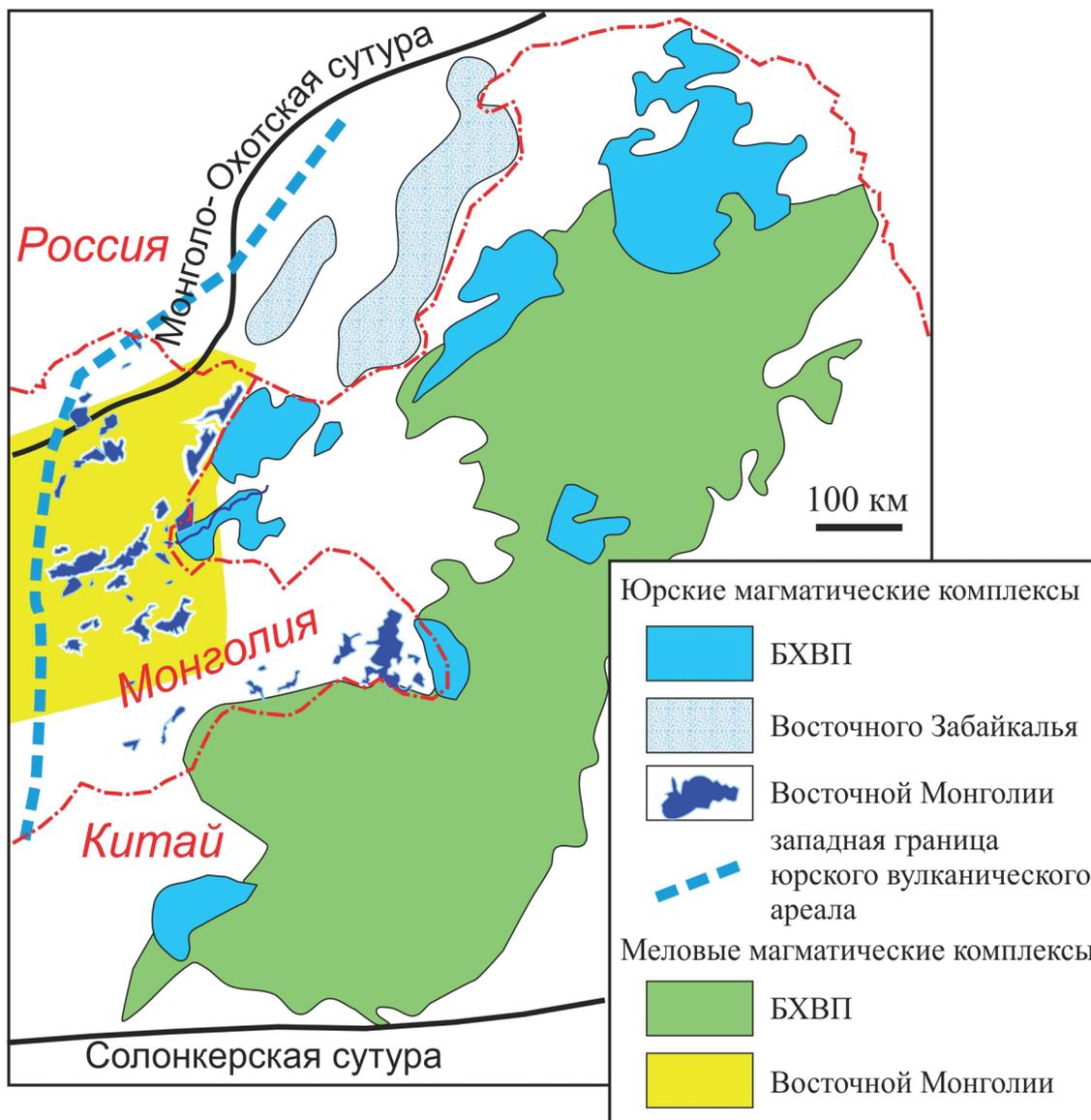


Рис. 9. Схема распределения юрских магматических комплексов в пределах Восточной Монголии и вулканического пояса Большого Хингана. Составлена на основе данных (Zhang J. et al., 2008; Zhang K., 2014; Ступак и др., 2020) и материалов настоящей статьи.

вулканического пояса Большого Хингана (БХВП). Поля позднеюрских вулканитов Монголии тесно примыкают к западному краю БХВП, и их границы совпадают с границами юрских вулканических полей БХВП.

В развитии БХВП выделяются две стадии (Zhang K., 2014), продукты которых в пространстве разобщены, — средне-позднеюрская и раннемеловая (рис. 10). Породы ранней (средне-позднеюрской) стадии распространены вдоль западного края БХВП. Они представлены андезитами, дацитами и риодацитами, в том числе с адакитовыми характеристиками (высокие содержания Sr и низкие Y), низкими содержаниями Ta, Nb, Ti и высокими Rb,

Ba, K, отвечающими субдукционным условиям магмогенерации (например, Zhang K., 2014; Deng et al., 2019). По составу эти магматические ассоциации сопоставляются со средне-позднеюрскими вулканическими комплексами ВМВП. Совместно с последними они образуют общий вулканический чехол. Этот чехол прослеживается к северу и югу за пределы широтных рамок ВМВП, вписываясь в общую структуру полей БХВП (рис. 9).

Сходство БХВП и ВМВП на средне-позднеюрской стадии их развития хорошо видно на схеме (рис. 10) корреляции магматических процессов, протекавших в этих областях. Северная часть БХВП, граничащая с ВМВП, сложена рядом свит

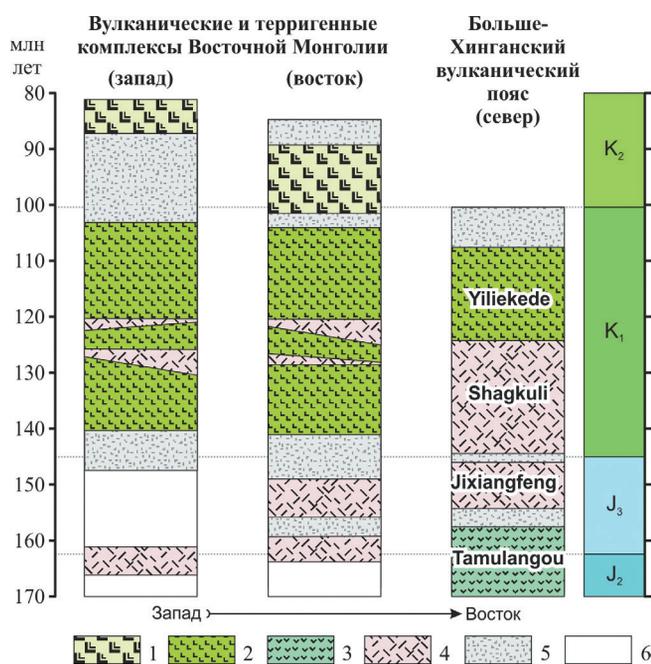


Рис. 10. Схема корреляции вулканических комплексов, развитых в пределах северной части Большого Хингана (по Xu et al., 2013) и Восточной Монголии.

1–4 — вулканические комплексы: 1 — щелочные базальтоиды, 2 — трахибазальты и трахиандезитобазальты, 3 — андезитобазальты, андезиты и кислые туфы, 4 — кислые вулканические породы; 5 — терригенные комплексы; 6 — перерывы в вулканической деятельности.

(формаций), возрастное положение которых остается не вполне определенным. Так, согласно данным (Xu et al., 2013), возраст одного из важнейших подразделений БХВП формации Tamulangou (преимущественно андезитобазальты и андезиты) определен в интервале средней юры (>155 млн лет), тогда как Жанг с соавторами (Zhang J. et al., 2008) на основе геохронологических данных оценивают образование этих пород в интервале 185–135 млн лет. То же относится и к другим формациям (Zhang J. et al., 2008). Поэтому на схеме (рис. 10) мы отразили точку зрения Жанга с соавторами (Zhang J. et al., 2010), согласно которой в северном сегменте БХВП вулканизм протекал в четыре этапа: ~180 млн лет, 165–160 млн лет (формация Tamulangou), 150–125 млн лет (формации Jixiangfeng, Shagkuli) и 125–105 млн лет (формация Yiliekede). Породы раннеюрского этапа отделены от более молодых проявлений структурными несогласиями и толщами терригенных пород.

Средне-позднеюрские магматические образования широко распространены в строении БХВП и ограничено зафиксированы в ВМВП. Образование формации Tamulangou завершилось около 155 млн лет назад (Xu et al., 2013). После этого рубежа в обеих вулканических областях проявился кислый магматизм, при этом в ВМВП только

в восточной его части, прилегающей к БХВП. Подобное распространение его продуктов позволяет предположить общую для них генетическую природу и связать средне-позднеюрский вулканизм Восточной Монголии с теми же процессами, которые определили образование БХВП, то есть с процессами конвергенции на восточной границе континента (Zhang K., 2014).

Раннемеловые комплексы

Строение ВМВП в полной мере определяют раннемеловые вулканические образования, наиболее широко распространенные в пределах Восточной Монголии. Они выполняют грабены и прогибы, вытянутые согласно с общим простиранием области до 200 км при ширине до 50 км (Мезозойская..., 1975; Dobrolubov, Filippova, 1990). Формирование структурных депрессий, судя по различиям в строении отдельных впадин, протекало одновременно с вулканическими излияниями. Подобный сопряженный характер вулканической и тектонической активности свидетельствует о рифтогенной природе области. В строении области преобладают основные породы. Кислые породы менее распространены, они участвуют в строении вулканических ассоциаций, как правило завершая базальтовые излияния.

Раннемеловая история ВМВП по времени совпадает со второй стадией развития БХВП (рис. 10). Породы этой стадии развития БХВП смещены относительно юрских к востоку. Они представлены широким спектром пород, включающим разновидности от базальтов до кислых вулкаников (Zhang K., 2014). Разные по составу породы формировались близко по времени (Deng et al., 2019), что определило преобладание в строении раннемелового вулканического чехла пояса вулканических ассоциаций смешанного состава. Геохимические характеристики этих пород несут ярко выраженные субдукционные метки, поэтому, несмотря на их разновозрастность с бимодальными и существенно трахиандезитобазальтовыми раннемеловыми вулканическими комплексами ВМВП, следует отметить различную природу магматизма в этих по соседству расположенных областях.

Как уже было показано, в истории формирования ВМВП выделяется несколько этапов. Ранний импульс магматизма (140–120 млн лет) протекал на фоне формирования структурного каркаса области в виде системы грабенов и прогибов, к которым тяготели центры излияний. В большинстве случаев излияния компенсировали прогибания, что исключило образование значительных терригенных прослоев в строении вулканических разрезов. Базальтовые излияния этого времени сформировали основной объем вулканических продуктов области. Подъем расплавов к поверхности, очевидно, сопровождался значительным прогревом недр, что

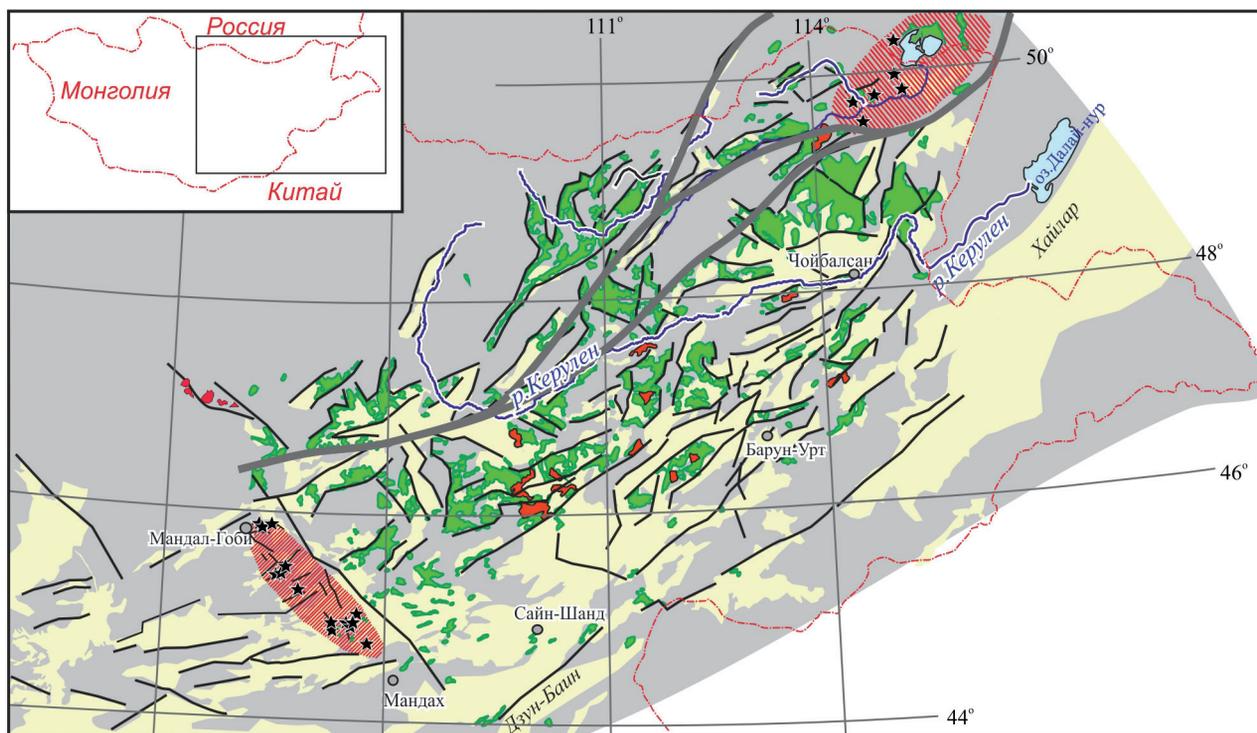


Рис. 11. Схема строения позднемезозойской Восточно-Монгольской вулканической области.

Условные обозначения см. рис. 1. Красной штриховкой на схеме выделены ареалы распространения пород экструзивного комплекса.

привело к появлению анатектических кислых расплавов, извержения которых завершили этот этап развития области.

Следующая фаза извержений охватила интервал 120–100 млн лет. Она была менее масштабной, вулканизм протекал в унаследованных и новообразованных грабенах, трассируемых зоной разломов Монголо-Охотской сутуры вдоль северного края вулканической области. Смена интенсивности в целом не повлияла на состав мантийных источников магматизма, но существенно ограничила тепловое воздействие магм на породы коры, поэтому во второй половине раннего мела продукты корового плавления если и формировались, то имели резко подчиненное распространение.

Завершающие фазы развития вулканической области растянулись с конца раннего мела на весь поздний мел и начало кайнозоя. Они были связаны преимущественно с небольшими проявлениями щелочно-базальтоидного вулканизма экструзивного типа на торцевых границах вулканической области.

Полученные данные об инородной природе до-меловых комплексов вносят коррективы в определение размеров и границ ВМВП (рис. 11). После выяснения раннемезозойского возраста вулканических полей в районе гор Ахарын-Ула западная граница ВМВП существенно сместилась к востоку.

Ее позицию определяет система разломов СЗ простирания, к которой приурочена цепочка раннемеловых гранитных массивов Их-Хаирханской группы, а также зона развития пород позднемелового экструзивного комплекса. Подобный характер этой границы, определяющий контроль над размещением разновозрастного и разноглубинного магматизма, по-видимому, указывает на нее как на крупный литосферный раздел в фундаменте Центральной Монголии. Восточная граница области совпадает с ареалом развития пород раннемелового экструзивного комплекса. К востоку от него породы с геохимическими характеристиками, типичными для раннемеловых базальтов ВМВП, не прослеживаются (Ступак и др., 2020). Южной границей области, очевидно, следует считать систему впадин Дзун-Байн–Хайлар, южнее которой позднемезозойский вулканизм практически не проявлен. Эти уточнения позволяют связать структурный каркас вулканической области с разломами, входящими в систему сутурных границ Монголо-Охотского пояса (рис. 11).

Геодинамические условия формирования ВМВП

Образование ВМВП, как и других вулканических поясов востока Азии, связывают с разными причинами. Так, достаточно активно развиваются

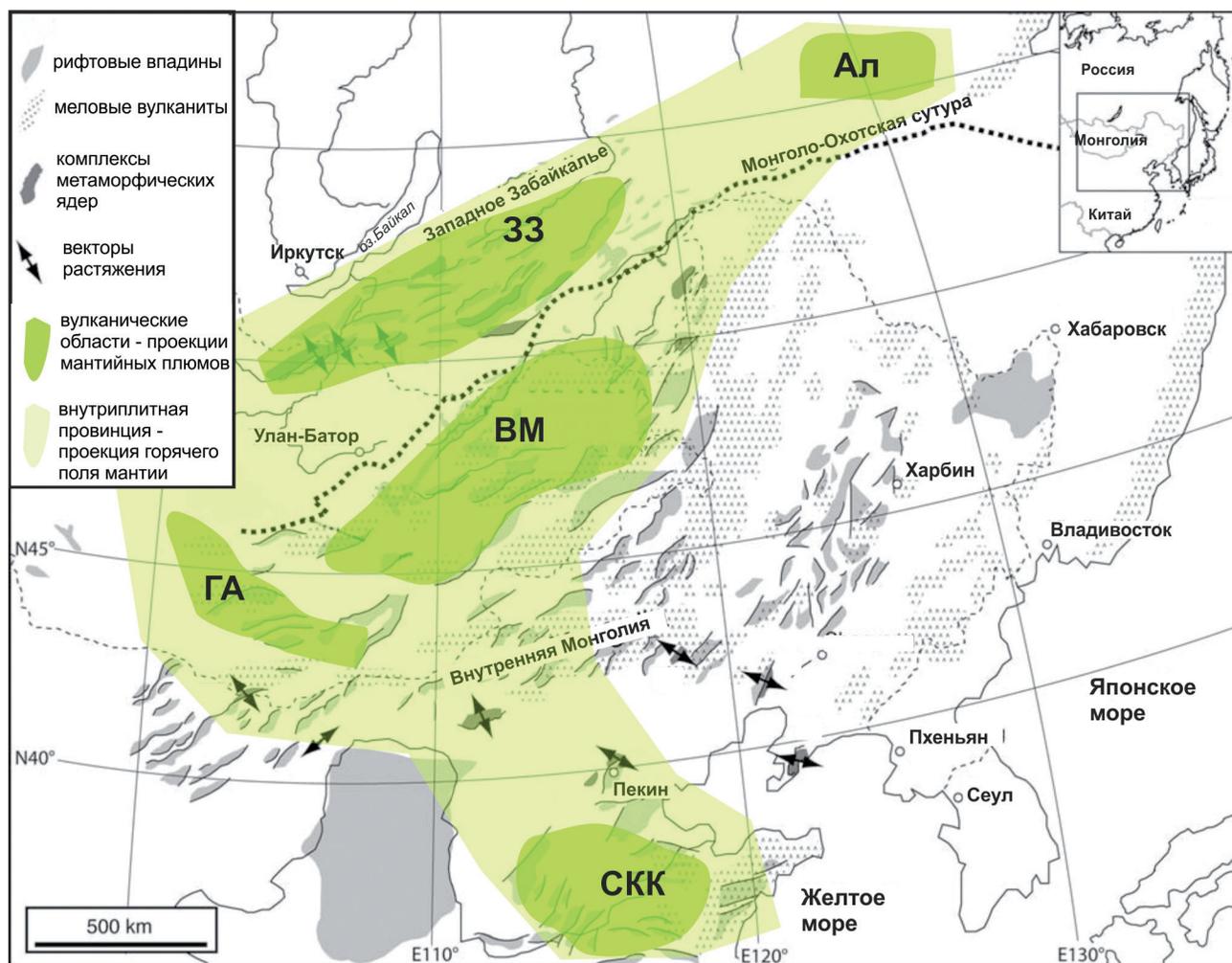


Рис. 12. Схема размещения позднемезозойских вулканических областей внутриплитного магматизма в пределах поздне-мезозойской провинции внутриконтинентального растяжения Восточной Азии (Daoudene et al., 2009). Вулканические области: Ал — Алданская, 33 — Западно-Забайкальская, ВМ — Восточно-Монгольская, ГА — Гоби-Алтайская, СКК — Северо-Китайского кратона.

идеи о том, что пояс возник вследствие процессов конвергенции, сопровождавших закрытие Монголо-Охотского океана (Wang F. et al., 2006; Metelkin et al., 2010; Wang T. et al., 2022). Выдвигаются также представления о возможной связи пояса с зоной субдукции со стороны Тихого океана (Zonenshain et al., 1990; Zhou, Li, 2000; Ying et al., 2010). Нами рассматривается вариант внутриплитного образования пояса над мантийным плюмом (Ярмолюк и др., 2020). При этом мы исходим из того, что ВМВП сформировался вне зоны воздействия конвергентных границ. Закрытие Монголо-Охотского бассейна на его Монгольском отрезке завершилось к раннему мезозою (Ярмолюк и др., 2019а), а со стороны Тихого океана ВМВП был огражден Больше-Хинганским вулканическим поясом. Формирование ВМВП, как и других позднемезозойских рифтогенных областей Центральной Азии, протекало на фоне регионального растяжения (рис. 12),

охватившего в позднем мезозое всю территорию Центральной Азии (Daoudene et al., 2009). По оценке Донской и соавторов (Donskaya et al., 2008, 2013), начало процессов растяжения оценивается рубежом ~140 млн лет, то есть тем же временем, что и заложение позднемезозойской магматической провинции востока Азии (Ярмолюк и др., 2019в). Контуры области растяжения согласуются с границами магматической провинции, что соответствует ранее высказанному предположению о размещении в основании провинции горячего поля мантии, воздействие которого на литосферу стало основной причиной ее растяжения. В пределах ВМВП образование грабенов сопровождалось вулканической деятельностью, свидетельствующей о размещении в основании области активного действующего центра магматизма. Его мантийные производные формировались при участии двух источников магм: одного, близкого к составу надсубдукционных базальтов

(IAB), и другого, характерного для внутриплитных базальтов океанических островов (ОИВ) (Ярмолюк и др., 2020). Преобладающими в строении ВМВП являются породы с промежуточными между ОИВ и IAB характеристиками, образование которых определялось взаимодействием обоих источников в области магмогенерации. Породы ОИВ-типа стали доминировать на заключительных этапах развития области в вулканических ассоциациях экстрезивного комплекса. Смена состава источников, по-видимому, была связана с изменением уровня магмогенерации на поздних фазах развития ВМВП. Наиболее выразительно она проявилась в породах раннемелового экстрезивного комплекса, в строении которого участвуют базальты с геохимическими характеристиками, отвечающими, с одной стороны, раннемеловым базальтам покровного комплекса (смешанного ОИВ и IAB типов), а с другой — ОИВ. Геохимические различия между ними на спайдеграммах зафиксированы изменением величины Ta—Nb аномалии от отрицательной в первой группе до положительной во второй ($(La/Nb)_n$ от 0.7 до 1.8), а также исчезновением Sr-минимума. При этом содержания и распределение других несовместимых элементов в породах обеих групп остаются очень близкими. Несколько более высокое $(La/Yb)_n$ в базальтах с характеристиками ОИВ (14–16 против 11–13 в базальтах смешанного ОИВ и IAB типов), вероятно, указывает на более глубокий уровень зарождения их расплавов. Сходные изменения составов базальтоидов на рубеже около 100 млн лет зафиксированы и в других поздне-мезозойских—раннекайнозойских вулканических областях Центральной Азии (Donskaya et al., 2013; Yarmolyuk et al., 2015; Sheldrick et al., 2020a).

Позднее, при образовании поздне-мезозойского экстрезивного комплекса, доминирование внутриплитного источника ОИВ-типа становится окончательным. Сходство пород этого комплекса с ОИВ особенно отчетливо прослеживается в характеристиках REE, как по их содержанию, так и по характеру распределения. По сравнению с породами раннемелового экстрезивного комплекса, эти породы являются менее обогащенными несовместимыми элементами. Несмотря на то что спектры распределения у тех и других являются очень близкими, поздне-меловые породы в большей степени обогащены легкими REE ($(La/Yb)_n = 15–22$), что, вероятно, указывает на более глубокие уровни их формирования.

Отмеченная возрастная последовательность изменения состава основных пород ВМВП была связана нами (Ярмолюк и др., 2020) с постепенным выведением из магматических источников субдукционно измененного мантийного компонента и усилением влияния внутриплитного компонента. Эти геологические характеристики позволяют предложить модель формирования ВМВП. Его образование было связано с импульсом

внутриплитного магматизма, проявившимся в различных участках Центральной Азии в конце юр-раннем мелу (Ярмолюк и др., 2019в). Этот импульс был вызван активностью мантийного плюма, который стал источником магм ОИВ-типа. Воздействие плюма на литосферную мантию, метасоматически измененную при субдукции, сопровождавшей закрытие Монголо-Охотского бассейна, привело к появлению расплавов с геохимическими характеристиками, промежуточными между ОИВ и IAB. Затухание магматической деятельности, очевидно, сопровождалось погружением температурного фронта; область плавления сместилась ниже уровня распространения метасоматизированной мантии, поэтому продукты завершающих стадий развития области несли характеристики только плюмового источника.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Среди вулканических комплексов, отнесенных на геологических картах Монголии к поздне-мезозойскому ВМВП, помимо меловых вулканических геохронологическими исследованиями выявлены также поздне-триасовые и средне-позднеюрские образования. Установлено их вещественное отличие от меловых вулканических, а также показано, что условия их распространения в пределах ВМВП определялись особенностями строения магматических областей, формировавшихся в соответствующие интервалы времени в восточной части Азиатского континента.

Поздне-триасовые магматические комплексы широкое развитие получили к западу от ВМВП в районе гор Ахарын-Ула. Они характеризуются значениями возраста около 215 млн лет и представлены бимодальными базальт-щелочно-риолитовыми вулканическими ассоциациями, формирование которых было связано с образованием ранне-мезозойского Хэнтей-Даурского зонального магматического ареала. Внешние зоны ареала частично захватили ту территорию, в пределах которой позднее сформировался поздне-мезозойский ВМВП. Эти зоны, выделяемые также как зоны распыленного магматизма (Коваленко и др., 1984), характеризуются развитием субщелочных и щелочных гранитоидов, формирование которых происходило в то же время, что и пород района гор Ахарын-Ула (Ярмолюк и др., 2019а). Специфика магматизма зонального магматического ареала связывается с его формированием под воздействием мантийного плюма, вызвавшего крупнообъемное коровое плавление в центральной части ареала (Хэнтей-Даурский батолит) и сформировавшего зоны рифтогенеза по его обрамлению. Образование бимодальных магматических ассоциаций в зонах рифтогенеза контролировалось механизмами дифференциации базальтовых магм плюмовой природы.

Средне-позднеюрские магматические комплексы выделяются, прежде всего, благодаря крупным полям кислых вулканитов — трахидацитов, трахириолитов, их туфов и игнимбритов, которые сформировались в интервале 170–150 млн лет. Эти вулканические породы распространены преимущественно в восточной части ВМВП, а также к северо-востоку и юго-востоку от нее (Ступак и др., 2020). Их распределение согласуется с распределением юрских вулканических полей в западной части Больше-Хинганского вулканического пояса, с которыми они близки не только по времени формирования, но и по составу вулканических ассоциаций. Подобное сходство свидетельствует о связи позднеюрского магматизма с развитием БХВП, формирование которого определялось субдукционными процессами со стороны Тихого океана.

Меловой магматизм стал определяющим для ВМВП. Выделяется ряд фаз, отвечавших последовательным стадиям его развития. Ранняя фаза, охватившая первую половину раннего мела, протекала на фоне становления рифтогенного каркаса области и сопровождалась наиболее крупнообъемными излияниями трахиандезибазальтов, завершавшимися проявлениями кислого магматизма. Во второй половине раннего мела отмечается спад вулканической активности. Излияния происходили в грабенах северного борта области, контролируемого разломами Монголо-Охотской сутуры. В конце раннего мела и начале позднего мела вулканизм локализовался у восточного края ВМВП, сформировав здесь ряд небольших вулканов центрально типа, экструзий, лакколлитов, штоков и шлаковых конусов, сложенных трахибазальтами и базанитами. На этом этапе произошла смена состава источника основных магм, который доминировал на протяжении всего раннего мела и отвечал источнику, сочетавшему характеристики субдукционно измененной и примитивной мантии. В породах раннемеловой экструзивного комплекса метки субдукционно измененной мантии исчезли, и продукты вулканизма приблизились к составу внутриплитных базальтоидов. Этот тип источника продолжал действовать в позднем мелу, когда у западной границы ВМВП сформировался позднемеловой экструзивный комплекс щелочных пород. Участие внутриплитного источника в магматизме ВМВП на протяжении всего времени его формирования решает вопрос о геодинамической природе области и позволяет связать ее образование с воздействием мантийного плюма.

Полученные данные о связи крупных полей позднеюрских кислых вулканитов восточной части ВМВП с формированием БХВП изменяют представления о характере вулканизма этой части пояса. Здесь, как и в западной части ВМВП, в строении вулканических полей ведущая роль принадлежала основным вулканитам. Это соответствует представлениям о сходстве ВМВП с другими

позднемезозойскими вулканическими областями внутриконтинентальной части востока Азии, в строении которых доля кислых магматических пород является резко подчиненной (Ярмолюк и др., 2019в).

Источники финансирования. Исследование выполнено в Лаборатории редкометалльного магматизма Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН за счет гранта Российского научного фонда № 22-17-00033, <https://rscf.ru/project/22-17-00033>.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Геологические формации Монголии. М.: Шаг, 1995. 179 с.
- Десяткин Е.В., Шувалов В.Ф.* Континентальный мезозой и кайнозой Монголии (стратиграфия, геохронология, палеогеография) // Эволюция геологических процессов и металлогении Монголии. М.: Шаг, 1990. С. 165–177.
- Карта мезозойской и кайнозойской тектоники Монгольской Народной Республики. Масштаб 1: 1500000. Гл. ред. Яншин А.Л. М.: ГУГК, 1979.
- Карта геологических формаций Монгольской Народной Республики. Масштаб 1:1500000. Ред. Яншин А.Л. М.: ГУГК СССР, 1989.
- Коваленко В.И., Кузьмин В.И., Антипин В.С.* Мезозойский магматизм Монголо-Охотского пояса и его возможная геодинамическая интерпретация // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 7. С. 93–107.
- Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Сальникова Е.Б., Будников С.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Пономарчук В.А., Козлов В.Д., Владыкин Н.В.* Источники магматических пород и происхождение раннемезозойского тектономагматического ареала Монголо-Забайкальской магматической области: 1. Геологическая характеристика и изотопная геохронология // Петрология. 2003. Т. 11. № 2. С. 164–178.
- Кузнецов М.В., Саватенков В.М., Шпакович Л.В., Ярмолюк В.В., Козловский А.М.* Эволюция источников магматизма Восточно-Монгольской вулканической области: по данным геохимических и Sr–Nd–Pb изотопных исследований // Петрология. 2022. Т. 30. № 5. С. 457–479.
- Лебедев В.А., Вашакидзе Г.Т., Парфенов А.В., Якушев А.И.* Происхождение адakitовых магм в молодых зонах континентальной коллизии на примере плиоценового дацитового вулканизма Ахалкалакского лавового плато (Джавахетское нагорье, Малый Кавказ) // Петрология. 2020. № 3. С. 327–351.
- Литвиновский Б.А., Ярмолюк В.В., Воронцов А.А., Журавлев Д.З., Посохов В.Ф., Сандимирова Г.П., Кузьмин Д.В.* Позднетриасовый этап формирования Монголо-Забайкальской щелочно-гранитоидной провинции: данные изотопно-геохимических исследований // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 3. С. 445–456.

- Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монголии. М.: Наука, 1975. 307 с.
- Монгол улсын мезозой-кайнозойн тектоникийн зураг. Масштаб 1: 1000000. Гл. ред. Томортоого О. Улан-Батор: МАН, 2010.
- Моссаковский А.А. Орогенные структуры и вулканизм Евразии и их место в процессе формирования континентальной земной коры. М.: Наука, 1975. 318 с.
- Соловьев Н.С., Шатков Г.А., Якобсон Т.Н., Владимирский Г.М. Приаргунско-Монгольский вулканический пояс // Геология и геофизика. 1977. № 3. С. 20–31.
- Ступак Ф.М., Кудряшова Е.А., Лебедев В.А., Гольцман Ю.В. Строение, 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 Большехinganского и Восточно-Монгольского вулканических поясов // Геология и геофизика. 2020. Т. 61. С. 19–33.
- Тектоника Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1974. С. 273.
- Фрих-Хар Д.И., Лучицкая А.И. Поздне-мезозойские вулканы и связанные с ними гипабиссальные интрузивы Монголии. М.: Наука, 1978. 157 с.
- Чернышев И.В., Лебедев В.А., Аракелянц М.М. К—Аг датирование четвертичных вулканитов: методология и интерпретация результатов // Петрология. 2006. Т. 14. С. 69–89.
- Чернышев И.В., Голубев В.Н., Чугаев А.В., Манджиева Г.В., Гареев Б.И. Поведение изотопов ^{238}U , ^{235}U , ^{234}U в процессах выветривания вулканических пород с урановой минерализацией (на примере месторождения Тулукуевское, Восточное Забайкалье) // Петрология. 2019. № 4. С. 446–467.
- Шарпенко Л.Н., Кухаренко Е.А., Костин А.Е. Новые положения петрографического кодекса о вулканогенных образованиях // Вулканология и сейсмология. 2009. № 4. С. 64–80.
- Шувалов В.Ф. Возраст цаганцабского горизонта Монголии в свете новых радиологических данных // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 10. С. 68–77.
- Ярмолук В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б., Будников С.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Пономарчук В.А. Тектоно-магматическая зональность, источники магматических пород и геодинамика ранне-мезозойской Монголо-Забайкальской области // Геотектоника. 2002. № 4. С. 42–63.
- Ярмолук В.В., Козловский А.М., Кузьмин М.И. Зональные магматические ареалы и анорогенное батолитообразование в Центрально-Азиатском складчатом поясе: на примере позднепалеозойской Хангайской магматической области // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 3. С. 457–475.
- Ярмолук В.В., Козаков И.К., Козловский А.М., Кудряшова Е.А., Травин А.В., Кириозова Т.И., Фугзан М.М., Плоткина Ю.В. Раннепалеозойская активная окраина Хангайского сегмента Монголо-Охотского океана // Докл. АН. Науки о Земле. 2018. Т. 480. № 1. С. 73–79.
- Ярмолук В.В., Козловский А.М., Саватенков В.М., Кудряшова Е.А., Кузнецов М.В. Поздне-мезозойская Восточно-Монгольская вулканическая область: строение, магматические ассоциации, источники магматизма // Петрология. 2020. Т. 28. № 6. С. 563–590.
- Ярмолук В.В., Козловский А.М., Сальникова Е.Б., Энгжин Г. Ранне-мезозойский щелочной магматизм западного обрамления Монголо-Охотского пояса: время формирования и структурная позиция // Докл. АН. Науки о Земле. 2019а. Т. 488. № 1. С. 62–66.
- 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. Науки о Земле. 2019б. Т. 487. № 3. 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. 2019в. № 4. С. 60–77.
- Arzhannikova A.V., Demonterova E.I., Jolivet M., Mikheeva E.A., Ivanov A.V., Arzhannikov S.G., Khubanov V.B., Kamenetsky V.S. Segmental closure of the Mongol-Okhotsk Ocean: insight from detrital geochronology in the East Transbaikalia Basin // Geosci. Front. 2022. V. 13. 101254.
- Badarch G., Cunningham W.D., 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., Baatar M., Anaad Ch., Togtokh K. Petrogenesis and tectonic implication of the Late Mesozoic volcanic rocks in East Mongolia // Geol. J. 2018. V. 53. P. 2449–2470.
- Castillo P.R. An overview of adakite petrogenesis // Chinese Sci. Bull. 2006. V. 51. № 3. P. 257–268.
- Chen B., Jahn B.M., Tian W. Evolution of the Solonker suture zone: constraints from zircon U—Pb ages, Hf isotopic ratios and whole-rock Nd—Sr isotope compositions of subduction- and collision-related magmas and forearc sediments // J. Asian Earth Sci. 2009. V. 34. P. 245–257.
- Daoudene Ya., Gapais D., Ledru P., Cocherie A., Hocquet S., Donskaya T.V. The Erendavaa Range (north-eastern Mongolia): an additional argument for Mesozoic extension throughout eastern Asia // Int. J. Earth Sci. 2009. V. 98. P. 1381–1393.
- Dash B., Ying A., Jiang N., Tseveendorj B., Han B. F. Petrology, structural setting, timing, and geochemistry of Cretaceous volcanic rocks in eastern Mongolia: constraints on their tectonic origin // Gondwana Res. 2015. V. 27. P. 281–299.
- Deng C., Suna D., Lib G., Lu S., Tang Z., Gou J., Yang Y. Early Cretaceous volcanic rocks in the Great Xing'an

- Range: late effect of a flat-slab subduction // *J. Geodynam.* 2019. V. 124. P. 38–51.
- Dobrolubov B.A., Filippova I.B.* The geology, rock chemistry, and fluorine mineralizations of north west part, Eastern Mongolian rift belt // *Geology and Mineral Resources of Mongolia*. Ed. Marinov N.A. Moscow: Nedra Press, 1990. V. 3. P. 108–123.
- Donskaya T.V., Windley B.F., Mazukabzov A.M., Kröner A., Sklyarov E.V., Gladkochub D.P., Ponomarchuk V.A., Badarch G., Reichow M.K., Hegner E.* Age and evolution of late Mesozoic metamorphic core complexes in southern Siberia and northern Mongolia // *J. Geol. Soc. London*. 2008. V. 165. P. 405–421.
- Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M., Ivanov A.V.* Late Paleozoic–Mesozoic subduction-related magmatism at the southern margin of the Siberian continent and the 150 million-year history of the Mongol–Okhotsk Ocean // *J. Asian Earth Sci.* 2013. V. 62. P. 79–97.
- Eizenhöfer P.R., Zhao G., Suns M., Zhang J., Han Y., Hou W.* Geochronological and Hf isotopic variability of detrital zircons in Paleozoic strata across the accretionary collision zone between the North China craton and Mongolian arcs and tectonic implications // *Geol. Soc. Am. Bull.* 2015. V. 127. P. 1422–1436.
- Faure M., Natalin B.* The geodynamic evolution of the eastern Eurasian margin in Mesozoic times // *Tectonophysics*. 1992. V. 208. P. 397–411.
- Graham S.A., Hendrix M.S., Johnson C.L., Badamgarav D., Badarch G., Amory J., Porter M., Barsbold R., Webb L.E., Hacker B.R.* Sedimentary record and tectonic implications of Mesozoic rifting in southeast Mongolia // *Geol. Soc. Am. Bull.* 2001. V. 113. P. 1560–1579.
- Hasegawa H., Ando H., Hasebe N., Ichinnorov N., Ohta T., Hasegawa T., Yamamoto M., Li G., Erdenetsogt B.O., Heimhofer U., Murata T., Shinya H., Enerel G., Oyunjargal G., Munkhtsetseg O., Suzuki N., Irino T., Yamamoto K.* 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.
- Johnson C.L., Constenius K.C., Graham S.A., Mackey G., Menotti T., Payton A., Tully J.* Subsurface evidence for late Mesozoic extension in western Mongolia: tectonic and petroleum systems implications // *Basin Res.* 2015. V. 27. P. 272–294.
- Li J.Y.* Permian geodynamic setting of Northeast China and adjacent regions: closure of the Paleo-Asian Ocean and subduction of the Paleo-Pacific Plate // *J. Asian Earth Sci.* 2006. V. 26. P. 207–224.
- Li Y., Xu W.L., Wang F., Tang J., Zhao S., Guo P.* Geochronology and geochemistry of Late Paleozoic–Early Mesozoic igneous rocks of the Erguna Massif, NE China: implications for the early evolution of the Mongol–Okhotsk tectonic regime // *J. Asian Earth Sci.* 2016. V. 144. P. 205–224.
- Li S., Chung S.L., Wilde S.A., Jahn B.M., Xiao W.J., Wang T., Guo Q. Q.* Early–Middle Triassic high Sr/Y granitoids in the southern Central Asian Orogenic Belt: implications for ocean closure in accretionary orogens // *J. Geophys. Res. Solid Earth*. 2017. V. 122. P. 2291–2309.
- Metelkin D.V., Vernikovskiy V.A., Kazansky A.Yu., Wingate M. T.D.* Late Mesozoic tectonics of Central Asia based on paleomagnetic evidence // *Gondwana Res.* 2010. V. 18. P. 400–419.
- Ouyang H.G., Mao J.W., Zhou Z.H., Su H.M.* Late Mesozoic metallogeny and intracontinental magmatism, southern Great Xing’an Range, northeastern China // *Gondwana Res.* 2015. V. 27. P. 1153–1172.
- Parfenov L.M., Popeko L.I., Tomurtogoo O.* Problems of tectonics of the Mongol–Okhotsk Orogeny // *Pac. Geol.* 1999. V. 18. P. 24–43.
- Parfenov L.M., Badarch G., Berzin N.A., Hwang D.H., Khanchuk A.I., Kuzmin M.I., Nokleberg W.J., Obolenskiy A.A., Ogasawara M., Prokopiev A.V., Rodionov S.M., Smelov A. P., Yan H.Q.* Metallogensis and tectonics of northeast Asia; Chapter 1 // *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 2010. V. 1765. P. 1.1–1.36.
- 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.
- Peccerillo A., Taylor S.R.* Geochemistry of the Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey // *Contrib. Min. Pet.* 1976. V. 58. P. 63–81.
- Rudnick R.L., Gao S.* Composition of the Continental Crust // *Treatise on Geochemistry (Second Edition)*. Elsevier, 2014. V. 4. P. 1–51.
- Scotese C.R.* Jurassic and Cretaceous plate tectonic reconstruction // *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.* 1991. V. 87. P. 493–501.
- Sheldrick T.C., Barry T.L., Dash B., Gan Ch., Millar I.L., Barfod D.N., Halton A.M.* Simultaneous and extensive removal of the East Asian lithospheric root // *Scientific Rep.* 2020a. V. 10. P. 4128.
- Sheldrick T.C., Barry T.L., Millar I.L., Barfod D.N., Halton A.M., Smith D.J.* Evidence for southward subduction of the Mongol–Okhotsk oceanic plate: implications from Mesozoic adakitic lavas from Mongolia // *Gondwana Res.* 2020b. V. 79. P. 140–156.
- Sorokin A.A., Zaika V.A., Kovach V.P., Kotov A.B., Xu W., Yang H.* Timing of closure of the eastern Mongol–Okhotsk Ocean: constraints from U–Pb and Hf isotopic data of detrital zircons from metasediments along the Dzhangdy Transect // *Gondwana Res.* 2020. V. 81. P. 58–78.
- Sun S.S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Geol. Soc. London Spec. Publ.* 1989. V. 42. P. 313–345.

- Tomurtoogoo O., Windley B.F., Kröner A., Badarch G., Liu D.Y.*, Zircon age and occurrence of the Adaatsag ophiolite and Muron shear zone, central Mongolia: constraints on the evolution of the Mongol-Okhotsk ocean, suture and orogen // *J. Geol. Soc. London*. 2005. V. 162. P. 125–134.
- Wang F., Zhou X.H., Zhang L.X., Ying J.F., Zhang Y.T., Wu F.Y., Zhu R.X.* 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.
- Wang T., Tong Y., Zhang L., Lia S., Huang H., Zhang J., Guo L., Yang Q., Hong D., Donskaya T., Gladkochub D., Tserendash N.* Phanerozoic granitoids in the central and eastern parts of Central Asia and their tectonic significance // *J. Asian Earth Sci.* 2017. V. 145. P. 368–392.
- Wang T., Tong Y., Xiao W., Guo L., Windley B.F., Donskaya T., Li S., Narantsetseg Ts., Zhang J.* Rollback, scissor-like closure of the Mongol-Okhotsk Ocean and formation of an orocline: magmatic migration based on a large archive of age data // *Nat. Sci. Rev.* 2022. V. 9. nwab210.
- Wang W., Tang J., Xu W.L., Wang F.* Geochronology and geochemistry of Early Jurassic volcanic rocks in the Erguna Massif, northeast China: petrogenesis and implications for the tectonic evolution of the Mongol-Okhotsk suture belt // *Lithos*. 2015. V. 218–219. P. 73–86.
- Wu F.Y., Sun D.Y., Ge W.C., Zhang Y.B., Grant M.L., Wilde S.A., Jahn B.M.* Geochronology of the Phanerozoic granitoids in northeastern China // *J. Asian Earth Sci.* 2011. V. 41. P. 1–30.
- Xu W.L., Pei F.P., Wang F., Meng E., Ji W.Q., Yang D.B., Wang W.* 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.
- Yang Y.T., Guo Zh.X., Song Ch.Ch., Li X. B., He S.* A short-lived but significant Mongol-Okhotsk collisional orogeny in latest Jurassic–earliest Cretaceous // *Gondwana Res.* 2015. V. 28. P. 1096–1116.
- Yarmolyuk V. V., Kudryashova E. A., Kozlovsky A. M., Lebedev V. A., Savatenkov V. M.* 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.
- Ying J.F., Zhou X.H., Zhang L.Ch., Wang F., Zhang Y.T.* 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 J.H., Ge W.C., Wu F.Y., Wilde S.A., Yang J.H., Liu X.M.* Large-scale Early Cretaceous volcanic events in the northern Great Xing'an Range, Northeastern China // *Lithos*. 2008. V. 102. P. 138–157.
- Zhang J.H., Gao S., Ge W.C., Wu F.Y., Yang J.H., Wilde S.A., Li M.* Geochronology of the Mesozoic volcanic rocks in the Great Xing'an Range, north-eastern China: implications for subduction-induced delamination // *Chem. Geol.* 2010. V. 276. P. 144–165.
- 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. Rev.* 2014. V. 56. P. 1557–1583.
- Zhou X.M., Li W.X.* Origin of Late Mesozoic igneous rocks in Southeastern China: implications for lithosphere subduction and underplating of mafic magmas // *Tectonophysics*. 2000. V. 326. P. 269–287.
- Zhu M., Zhang F., Miao L., Baatar M., Anaad Ch., Yang S., Li X.* Geochronology and geochemistry of the Triassic bimodal volcanic rocks and coeval A-type granites of the Olzit area, Middle Mongolia: implications for the tectonic evolution of Mongol-Okhotsk Ocean // *J. Asian Earth Sci.* 2016. V. 122. P. 41–57.
- Zonenshain L.P., Kuzmin M.I., Natapov L.M.* Geology of the USSR: a plate tectonic synthesis. Washington: Geodynamic Monograph. Am. Geoph. Union, 1990. 450 p.

Рецензенты

А. В. Иванов, И. К. Козаков, А. Б. Котов

Structure, Age, and Evolution of the Late Mesozoic East Mongolian Volcanic Belt

V. V. Yarmolyuk^{a, #}, A. M. Kozlovsky^{a, ##}, E. A. Kudryashova^a, Ts. Oyunchimeg^b

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

^b*Institute of Geology, Mongolian Academy of Sciences, Ulaanbaatar 15160, Mongolia*

[#]*e-mail: yarm@igem.ru*

^{##}*e-mail: amk@igem.ru*

Geochronological studies of volcanic rocks ascribed to the Late Mesozoic East Mongolian volcanic belt (EMVB) allow to distinguish several groups among them that differ in age and composition of igneous associations, as well as in the features of their distribution within the region. The earliest group (about 215 Ma) is represented by rocks of the bimodal association distributed in the western part of the EMVB. The next group (170–150 Ma) is predominantly formed by felsic lavas of the shoshonitic–latite association, which compose large volcanic fields in the eastern part of the EMVB. The rocks with an age of 140–105 Ma form the EMVB cover and are predominantly represented by trachyandesite basalts, whose fields are accompanied by small volcanoes of trachydacites and trachyrhyolites. Separate groups of extrusions of alkaline basaltoids were formed in the interval of 105–80 Ma.

The rocks of different age associations are characterized by different geological position. The age and composition of the Late Triassic bimodal complex are compared with similar associations developed in central Mongolia and Western Transbaikalia framing the Khentey-Daur batholith. Their formation is associated with the evolution of the Early Mesozoic Khentey-Daur zonal magmatic area. Middle–Late Jurassic igneous complexes are distributed mainly in the eastern part of the EMVB. The fields of their outcrops fit into the distribution zone of the Late Jurassic volcanic fields of the Great Xing'an volcanic belt, with which they are close both in the formation time and composition of volcanic associations. Cretaceous magmatism determined the main history of the formation of the EMVB. Its development was accompanied by rifting of numerous depressions and grabens, as well as the regular evolution of its mantle sources, directed towards an increase in the proportion of the intraplate component.

The dimensions, boundaries, and characteristics of the EMVB magmatism have been refined. The western boundary of the region is displaced to the east and is determined by a NW-trending end fault system that controls a chain of Early Cretaceous granite massifs, as well as rocks of the Late Cretaceous extrusive complex. The eastern boundary of the region is shifted to the west, where it coincides with the area of development of the rocks of the Early Cretaceous extrusive complex. Taking into account the data on the foreign position of the Late Triassic and Middle–Late Jurassic complexes in the structure of the EMVB, it has been established that the composition of the magmatic products of the belt is mainly determined by basic volcanic rocks. This is consistent with the idea that the EMVB is similar to other Late Mesozoic volcanic areas of the inland part of East Asia, in whose structure the proportion of felsic igneous rocks is subordinate.

Keywords: Central Asian Orogenic Belt, Mesozoic, volcanism, geochronology