

УДК 551.21

РАННЕМЕЗОЗОЙСКИЙ ЩЕЛОЧНОЙ МАГМАТИЗМ ЗАПАДНОГО ОБРАМЛЕНИЯ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ПОЯСА: ВРЕМЯ ФОРМИРОВАНИЯ И СТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ

Академик РАН В. В. Ярмолюк*, А. М. Козловский**, Е. Б. Сальникова, Г. Ээнжин

Поступило 17.04.2019 г.

В раннем мезозое на западном окончании Монголо-Охотского пояса возник зональный магматический ареал. Его центральную часть образует гигантский Хэнтей-Даурский батолит, который с севера и запада обрамляется рифтогенными структурами с бимодальным и щелочногранитным магматизмом. Выполнены геохронологические исследования Чойренского и Галл-Шарынского массивов щелочных гранитов, развитых в Северо-Гобийском (южном) обрамлении батолита. Возраст первого составил 215 млн лет, возраст второго 213 млн лет. Показано, что ассоциации с участием щелочных магматических пород достаточно широко развиты в Северо-Гобийской зоне. Они контролируются разломами и грабенами северо-восточного простирания. Таким образом, установлено, что формирование зонального магматического ареала характеризовалось специфическим режимом. В центральной его части, отвечающей зоне Монголо-Охотского шва, протекали процессы анатексиса и батолитообразования, а периферия была вовлечена в процессы рифтогенеза. Полученные данные свидетельствуют о закрытии западной части Монголо-Охотского прогиба до того, как произошло формирование зонального магматического ареала. Структуру магматического ареала определили механизмы плюм-литосферного взаимодействия в области, характеризующейся коллизионным швом (зона анатектического плавления) и его менее тектонически напряжённым обрамлением (зоны рифтогенеза).

Ключевые слова: Монголо-Охотский пояс, Хэнтей-Даурский батолит, бимодальный магматизм, субщелочные граниты, рифтинг, геохронологические данные.

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0869-5652488162-66>

Монголо-Охотский пояс (МОП) является крупнейшей структурой Востока Азии, связанной с закрытием Монголо-Охотского океана. Несмотря на длительную историю изучения пояса, ряд важнейших особенностей его формирования всё еще не имеют однозначного решения. В частности, это относится к оценке времени закрытия палеоокеана. Например, для западной части пояса, включающей Хэнтейский его фрагмент, оно оценивается в диапазоне от конца перми до конца поздней юры [1–3]. Но в зависимости от принимаемой оценки находятся представления о природе магматической активности в регионе: она связывается либо с процессами субдукции в зоне взаимодействия океанической и континентальной плит [4], либо с внутри-

плитными (плюмовыми) воздействиями на континентальную кору коллизионной зоны [5]. В статье приведены данные о закономерностях проявления щелочногранитоидного магматизма в западном обрамлении МОП, и о его индикаторном значении для характеристики тектонической обстановки в регионе.

Начиная с конца палеозоя, западное окончание МОП представляли структуры Хэнтейского прогиба [1, 2], расположенного в северо-восточной части Монголии. Во второй половине триаса и ранней юре в пределах этой территории возник магматический ареал зонального строения (рис. 1), наложенный на зону Монголо-Охотского шва. Ядро ареала определил гигантский Хэнтей-Даурский гранитоидный батолит, а периферию — зона развития небольших массивов и вулканических полей, выделенная как зона “распыленного” магматизма [6]. Приуроченность ареала к зоне закрытия МОП позволило ряду авторов связать его с субдукцией океанической плиты под ограничивающие её континентальные блоки [4].

Одной из важнейших характеристик рассматриваемого ареала являются магматические комплексы с участием щелочно-салических пород — щелочных

¹ *Институт геологии рудных месторождений, петрографии минералогии и геохимии Российской Академии наук, Москва*

² *Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов Сибирского отделения Российской Академии наук, Республика Тыва, Кызыл*

³ *Институт геологии и геохронологии докембрия, Санкт-Петербург*

* *E-mail: yarm@igem.ru*

** *E-mail: amk@igem.ru*

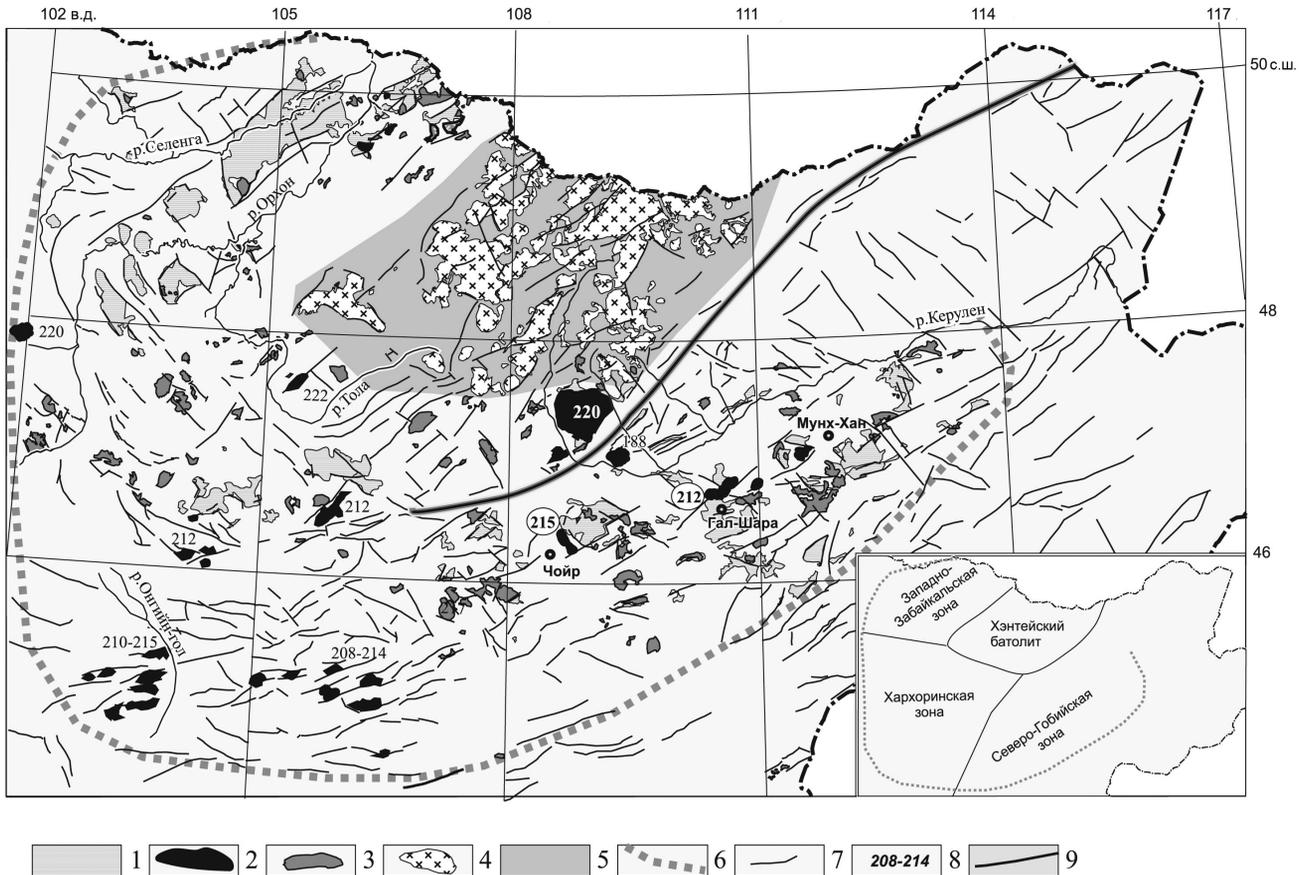


Рис. 1. Схема строения раннемезозойской магматической области в пределах Монголии. На врезке показана схема районирования области. 1–4 – магматические комплексы раннего мезозоя: 1 – вулканические, 2 – щёлочно-гранитоидные и бимодальные, 3 – гранитоидов А-типа, 4 – гранодиорит-гранитные, 5 – Хэнтейский прогиб, 6 – граница магматической области, 7 – разломы, 8 – возраст в млн лет, с учётом данных [5, 7], 9 – Монголо-Охотский шов. В кружках возраст Чойренского и Гал-Шаринского массивов.

гранитоидов и щелочных риолитов в составе бимодальных вулканических ассоциаций. Подобные комплексы являются индикаторными для геодинамических обстановок растяжения. Такие комплексы были выявлены и изучены в пределах северного и западного сегментов периферической зоны магматического ареала [7–9]. Их формирование произошло в сравнительно узком интервале времени между 210 и 225 млн лет, и было связано с процессами рифтогенеза. Но подобные комплексы были выявлены также в пределах Северо-Гобийской зоны, представляющей южную периферию магматического ареала в Восточной Монголии, но их возрастная позиция определялась в интервале от раннего палеозоя до позднего мезозоя [10]. Для выяснения времени формирования таких комплексов были проведены геохронологические исследования щелочных гранитов двух массивов, расположенных в разных участках Северо-Гобийской зоны – Гал-Шаринского и Чойренского.

Гал-Шаринский массив (см. рис. 1) расположен к северу от пос. Гал-Шара и характеризуется вытянутостью в субширотном направлении. Его размеры превышают 20 км². Ранее он выделялся в составе лейкогранитовой с граносиенитами формации [10]. Массив расположен в поле вулканических пород раннего мезозоя и сложен среднезернистыми серыми массивными гранитами щёлочно-полевошпатовыми, содержащими варьирующие количества щелочного амфибола и эгирина. Для геохронологических исследований из пробы ВГ-7/61 был выделен циркон.

Чойренский массив (см. рис. 1) расположен к западу от поселка Чойр. Он участвует в строении крупного скопления гранитоидов, включающего в соответствие с [10] породы раннего палеозоя и перми. Породы массива образуют скальные субмеридионально ориентированные выходы на площади более 10 км². Среди них преобладают среднезернистые миароловые и порфировидные ми-

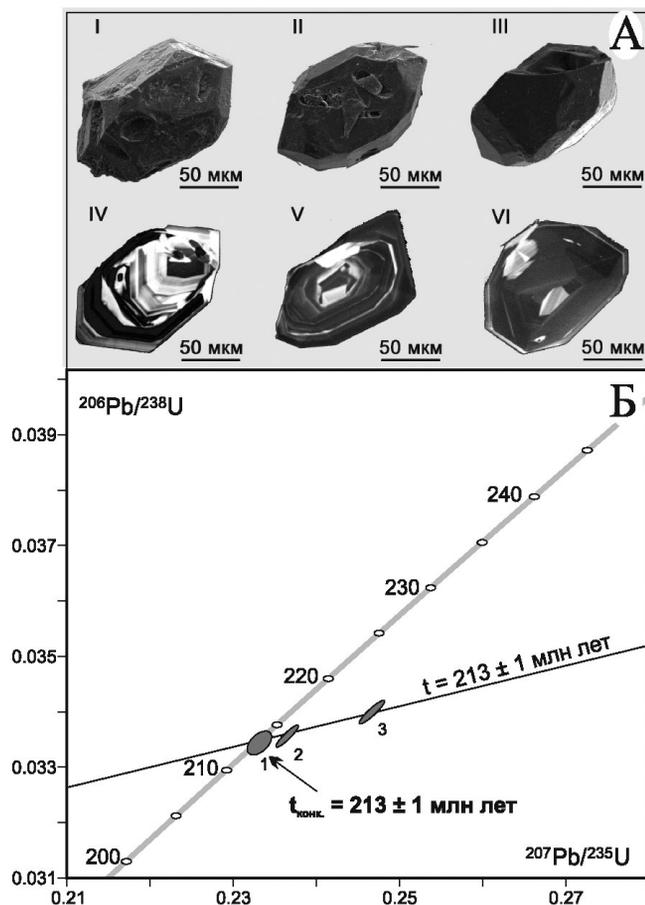


Рис. 2. Фотографии цирконов и диаграмма с конкордией для циркона из щелочных гранитов Гал-Шаринского массива.

кроклин-альбитовые породы, содержащие щелочной амфибол и реже эгирин. Для геохронологических исследований был использован щелочной амфибол из среднезернистых миароловых гранитов.

Геохронологические исследования выполнены методами U–Pb ID TIMS- и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -датирования в ИГГД РАН и ИГиМ СО РАН соответственно.

Выделение циркона из щелочных гранитов Гал-Шаринского массива проводилось с использованием тяжёлых жидкостей. Химическое его разложение выполнялось по модифицированной методике [11]. Изотопные анализы выполнены на многоколлекторном масс-спектрометре TRITON TI как в статическом режиме, так и при помощи счётчика ионов с использованием трассера ^{235}U – ^{202}Pb .

Выделенный циркон представлен полупрозрачными кристаллами светло-жёлтой окраски. Кристаллы короткопризматические или призматические и огранены сочетанием призмы {100} и дипирамид {101}, {111} и {201} (рис. 2А: I–III). Размер зёрен изменяется от 30 до 200 мкм, коэффициент удлинения от 1,5 до 2,0. Циркон характеризуется чёткой зональностью (рис. 2А: IV–VI), большим количеством твердофазных микровключений, а также присутствием реликтов унаследованных ядер. Для U–Pb- геохронологических исследований наиболее чистые и идиоморфные зёрна из фракции 50–100 мкм были подвергнуты предварительной аэроабразивной обработке (№ 1, табл. 1) и высокотемпературному отжигу с последующей кислотной обработкой в течение 3 ч (№ 2 и 3, табл. 1). Точки изотопного состава этого циркона образуют дискордию, нижнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту 213 ± 1 млн лет (СКВО = 0,001). Циркон, подвергнутый предварительной аэроабразивной обработке, характеризуется конкордантным возрастом 213 ± 1 млн лет (СКВО = 0,09, вероятность конкордантности = 0,76), совпадающим с возрастом нижнего пересечения дискордии. Морфологические особенности циркона из щелочных

Таблица 1. Результаты U–Pb изотопных исследований циркона из щелочных гранитов массива Гал-Шара

Номер п/п	Размерная фракция (мкм) и характеристика циркона	U/Pb*	Изотопные отношения					Rho	Возраст, млн лет		
			$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^a$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^a$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
1	50–100, 30 крист., A = 30%	17,76	152	$0,0504 \pm 2$	$0,3799 \pm 1$	$0,2336 \pm 8$	$0,0336 \pm 1$	0,53	213 ± 1	213 ± 1	215 ± 7
2	50–100, ВО, кисл.обр. = 3,0	24,21	3200	$0,0513 \pm 1$	$0,3574 \pm 1$	$0,2400 \pm 4$	$0,0339 \pm 1$	0,96	219 ± 1	215 ± 1	253 ± 1
3	50–100, ВО, кисл.обр. = 3,0	22,22	618	$0,0526 \pm 1$	$0,3614 \pm 1$	$0,2471 \pm 11$	$0,0341 \pm 1$	0,92	224 ± 1	216 ± 1	310 ± 4

Примечания: ^a – изотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный свинец; Rho – коэффициент корреляции ошибок отношений $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ – $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$; * – навеска циркона не определялась; A = 30% – количество вещества, удалённое в процессе аэроабразивной обработки; ВО – высокотемпературный отжиг циркона; кисл.обр. = 3,0 – кислотная обработка циркона с заданной экспозицией (часы). Величины ошибок (2) соответствуют последним значащим цифрам. Точность определения U/Pb-отношений и содержаний U и Pb составила 0,5%. Холостое загрязнение не превышало 15 пг Pb и 1 пг U. Обработка экспериментальных данных проводилась при помощи программ “PbDAT” [12] и “ISOPLOT” [13].

Таблица 2. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -датирования амфибола из щелочных гранитов Чойренского массива

T °C	T (мин)	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	$\Sigma^{39}\text{Ar}$ (%)	Возраст (млн лет)	$\pm 1\sigma$
2-Ч-923 (46,14°с.ш. 108,47°в.д.), $J = 0,004508 \pm 0,000103$; возраст плато (800–950 °C) = $215 \pm 0,6$ млн лет												
600	10	74,1	1,1	0,350	0,0202	0,620	0,2646	0,153	0,0108	10,4	220,5	11,4
700	10	70,3	1,6	0,268	0,0250	1,54	0,397	0,127	0,0242	14,9	248,3	25,1
800	10	70,9	0,9	0,184	0,0106	3,11	0,213	0,141	0,0079	27	222,5	8,4
850	10	50,1	0,5	0,064	0,006	2,15	0,234	0,069	0,0059	39,7	226,9	6,3
900	10	44,0	0,2	0,057	0,0032	1,32	0,063	0,056	0,0029	80	211,2	3,4
950	10	56,8	0,6	0,068	0,0066	4,02	0,251	0,099	0,0085	96,2	211,4	8,1
1000	10	81,1	4,0	0,203	0,0513	11,6	1,3	0,162	0,0596	100,0	250,2	20,1

Примечание. J – параметр, характеризующий величину нейтронного потока. Величины ошибок возраста плато приведены на уровне 1. Определения проводились в ИГМ СО РАН (г. Новосибирск, аналитик В.А. Пономарчук) по методике [14].

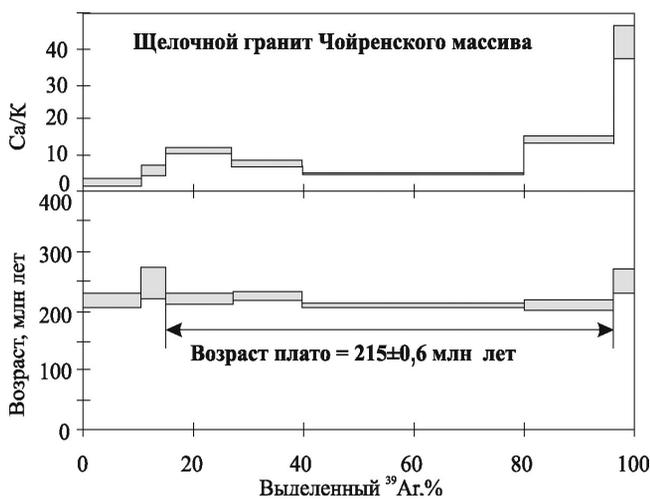


Рис. 3. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -возрастной спектр в арфведсоните из щелочных гранитов Чойренского массива.

гранитов указывают на его магматическое происхождение, поэтому значение возраста 213 ± 1 млн лет можно рассматривать как время становления щелочных гранитов массива Гал-Шар.

Для $\text{Ar}-\text{Ar}$ -изотопного датирования пород Чойренского массива использован арфведсонит из пробы ХАН-06/6. В ходе исследования установлен многоступенчатый характер выделения аргона из анализируемого образца (табл. 2), при этом 80% выделенного ^{39}Ar образуют четырехступенчатое плато (рис. 3), отвечающее возрасту $215 \pm 0,6$ млн лет. Это значение соответствует времени закрытия $\text{Ar}-\text{Ar}$ -изотопной системы в амфиболе, и может рассматриваться как возраст рассматриваемого массива.

ОБСУЖДЕНИЕ

Рассмотренные массивы были сформированы в интервале 215–210 млн лет. По времени формирования и составу они близки к щелочным гранитам Баян-Уланского (220 млн лет) и Дашибалбарского

(188 млн лет) массивов, занимающих пограничную позицию в северо-западной части Северо-Гобийской зоны [5]. Совместно они характеризуют щелочно-гранитоидный магматизм зоны, ограничивая время его формирования здесь второй половиной позднего триаса и началом ранней юры. Помимо щелочных гранитов в пределах зоны известны субвулканические и вулканические (комендиты, пантеллериты) проявления щелочных пород. Их выходы прослеживаются вдоль оси Северо-Гобийской зоны, по крайней мере, до района сомона Мунх-Хан. Обычно они ассоциируют с лейкогранитами, трахириолитами, трахитами, а также с основными породами. Распространение таких комплексов контролируется разломами и грабенами северо-восточного простирания.

Ассоциации подобного типа широко представлены в периферической зоне Хэнтэйского магматического ареала. В северном (Западно-Забайкальском) её секторе им соответствуют цаган-хуртейская базальт-пантеллеритовая вулканическая серия и сопряженные с нею гранитоиды малокуналейского комплекса, возраст которых оценивается в 225–207 млн лет [8, 9].

В западной части магматического ареала, выделяемой как Хархоринская зона, ассоциации с участием щелочных пород представлены бимодальными базальт-комендитовыми сериями, включающими также щелочные редкометалльные гранит-порфиры [7]. Их формирование ограничено диапазоном 209–217 млн лет, а распространение — небольшими грабенами и разломами северо-восточного простирания.

Таким образом, в интервале 225–207 млн лет периферическое обрамление Хэнтэйского батолита являлось зоной однотипного щелочно-гранитного и бимодального магматизма. Локальный структурный контроль таких проявлений осуществляли грабены и сбросы северо-восточного простирания. Общая конфигурация этой системы дислокаций показывает, что вся территория зонального магма-

тического ареала, включая территорию батолита, во время формирования щелочно-гранитных ассоциаций находилась в однородно ориентированном поле растяжения, вытянутым вдоль сутуры МОП.

Оценивая геодинамические механизмы образования магматического ареала, необходимо учитывать: 1 — наличие в его строении магматических ассоциаций, типичных для рифтовых областей, 2 — тектонический режим растяжения на стадии проявления рифтогенного магматизма, создавший пояс сбросов и грабенов северо-восточного простирания, 3 — сосредоточенное тепловое воздействие на литосферу, приведшее к образованию гигантского по объему (~1 млн км³) батолита в ядре ареала. Все это приводит к выводу о связи Хэнтэйского магматического ареала с мантийным плюмом [5], который своим воздействием на литосферу коллизионной области привёл к образованию магматической области концентрически зонального строения.

Источник финансирования. Работа выполнена в ИГЕМ РАН при финансовой поддержке гранта РФФИ 18–55–91004.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гордиенко И.В., Медведев А.Я., Горнова М.А. и др. // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 3. С. 365 – 379.
2. Руженцев С.В., Некрасов Г.Е. // Геотектоника. 2009. № 1. С. 39–58.
3. Ren Q., Zhang Sh., Wu Y., et al. // JGR: Solid Earth. 2018. V. 123. P. 10370–10398.
4. Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M., Ivanov A.V. // J. Asian Earth Sci. 2013. V. 62. P. 79–97.
5. Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Сальникова Е.Б. и др. // Петрология. 2003. Т. 11. № 2. С. 164–178.
6. Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монголии. М. Наука., 1975, 305 с.
7. Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Кудряшова Е.А. и др. // ДАН. 2017. Т. 475. № 6. С. 669–675.
8. Ярмолюк В.В., Литвиновский Б.А., Коваленко В.И. и др. // Петрология. 2001. Т. 9. № 4. С. 350–380.
9. Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Байкин Д.Н. // Геохимия. 2004. № 11. С. 1186–1202.
10. Карта геологических формаций Монгольской Народной Республики. Масштаб 1:1500000. Ред. А.Л. Яншин. М.: ГУГК СССР. 1989.
11. Krogh T.E. // Geochim. Cosmochim. Acta. 1973. V. 37. P. 485–494.
12. Ludwig K.R. // U.S. Geol. Survey Open-File Rept. 88–542. 1991. 35 p.
13. Ludwig K.R. // Berkeley Geochronology Center Spec. Publ. 2003. № 4. 71 p.
14. Травин А.В., Юдин Д.С., Владимиров А.Г. и др. // Геохимия. 2009. Т. 11. С. 1181–1199.

EARLY MESOZOIC ALKALINE MAGMATISM OF THE WESTERN FRAMING OF THE MONGOL-OKHOTSK BELT: AGE AND STRUCTURAL POSITION

Academician of the RAS V. V. Yarmolyuk¹, A. M. Kozlovsky¹,
E. B. Sal'nikova³, G. Eenzhin²

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

² Tuva Institute of Complex Development of Mineral Resources, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Tuva Republic, Kyzyl, Russian Federation

³ Institute of Geology and Geochronology of Precambrian, Saint-Petersburg, Russian Federation

Received April 17, 2019

A zonal igneous area appeared at the western end of the Mongol-Okhotsk belt in the early Mesozoic. Its central part forms a giant Khentey-Dauria batholith, which from the north and west is framed by rift-like structures with bimodal and alkaline granite magmatism. The geochronological studies of the peralkaline granites of the Choyr and Gal-Shara massifs were carried out. These massifs belong to the North Gobi (southern) border of the batholith. The age of the first was 215 million years, the age of the second was 213 million years. It is shown that associations involving alkaline igneous rocks are fairly well developed in the North Gobi zone. They are controlled by faults and grabens of the northeast strike. Thus, it was established that the formation of the zonal magmatic area was characterized by a specific mode. In its central part, which corresponds to the zone of the Mongol-Okhotsk suture, anatexis and batholite formation processes took place, and the periphery was involved in the processes of rifting. The data obtained indicate the closure of the western part of the Mongol-Okhotsk trough before the formation of the zonal magmatic area. The structure of the magmatic area was determined by the mechanisms of the plume-lithospheric interaction in the region characterized by a collision suture (anatectic melting zone) and its less tektonic tense framing (rifting zones).

Keywords: Mongol-Okhotsk belt, Khentey-Dauria batholith, bimodal magmatism, peralkaline granites, rifting, geochronological data.